

宁夏北部暖季不同盛行风向下 对流风暴雷达气候学特征*

朱海斌^{1,2} 杨婧^{1,3} 陈宇曦⁴ 王雯卉⁴ 李婷^{1,3}

1 宁夏气象防灾减灾重点实验室, 银川 750002

2 宁夏气象服务中心, 银川 750002

3 宁夏气象台, 银川 750002

4 银川市气象局, 银川 750002

提 要: 宁夏北部位于中国西北的温带大陆性气候区, 地形复杂, 暖季对流风暴 (convective system, CS) 的气候特征尚未完全清楚。本研究使用2011—2016年5—9月银川CINRAD/CD雷达数据和探空资料, 分析了宁夏北部在500 hPa和700 hPa不同盛行风向下CS的气候学特征, 首次在该类研究中引入对平均环流形势、对流环境与CS强度的综合分析。结果表明, 太阳辐射加热和贺兰山地形作用主导了宁夏北部CS气候特征的形成, 在此基础上, 动态变化的盛行风进一步调制了CS的发生频率、发生效率 (定义为某一盛行风向下CS的发生频数与该盛行风频数的比值)、日变化、空间分布等, 使其呈现出更为复杂多样的特征, 特别是500 hPa盛行西南风、700 hPa盛行偏东风时, 盛行风的作用甚至更为显著。某一盛行风向下能够发生CS的500 hPa环流形势平均场, 表征了该盛行风向下有利于CS发生的典型天气系统和对流环境, 直接决定了CS的发生效率和强度。500 hPa盛行偏北风和西北风时, 宁夏北部处于槽后, CS发生效率最低, 对应最高的CAPE和CIN, CS强度最强; 盛行偏南风 and 西南风时, 处于槽前脊后, 水汽输送条件好, CS发生效率最高, CS发展相对较弱; 盛行偏西风时, 同纬度带环流平直, 上游多短波槽活动, CS发生效率、CS强度和各环境特征值均处于中等水平。700 hPa各盛行风向下CS发生效率和强度差异相对较小, CS强度与上下层温差有较好的对应关系。

关键词: 对流风暴, 盛行风, 雷达气候学, 宁夏北部

* 宁夏自然科学基金项目(2023AAC03804、2025AAC030580)共同资助
第一作者: 朱海斌, 主要从事灾害性天气机理研究. E-mail: 275227314@qq.com
通讯作者: 杨婧, 主要从事灾害性天气预报预警及机理研究. E-mail: 297077644@qq.com

37 Radar Climatology Characteristics of Convective Storms under Different
38 Prevailing Winds in Warm Season in the Northern Part of Ningxia

39 ZHU Haibin^{1,2} YANG Jing^{1,3} CHEN Yuxi⁴ WANG Wenhui⁴ LI Ting^{1,3}

40
41 1 Key Laboratory of Meteorological Disaster Prevention and Mitigation, Yinchuan 750002

42 2 Ningxia Meteorological Service Centre, Yinchuan 750002

43 3 Ningxia Meteorological Observatory, Yinchuan 750002

44 4 Yinchuan Meteorological Bureau of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750002
45

46 **Abstract:** The northern part of Ningxia Hui Autonomous Region is situated in the temperate
47 continental climate zone of Northwest China, where complex topography and the climatological
48 characteristics of warm-season convective storms (CS) remain have not been not fully understood.
49 This study utilizes CINRAD/CD radar products and sounding data in Yinchuan during
50 May–September of 2011-2016 to investigate the climatological characteristics of CS in northern
51 Ningxia under different prevailing wind directions at 500 hPa and 700 hPa. In this research
52 domain, we present a comprehensive analysis integrating the average circulation patterns,
53 convective environments and CS intensity for the first time. The results demonstrate that solar
54 radiative heating and topographic forcing from the Helan Mountains dominate the formation of
55 CS climatological characteristics in northern Ningxia. Upon this foundation, dynamically varying
56 prevailing winds induce more complex and diverse patterns in CS occurrence frequency,
57 occurrence efficiency (defined as the ratio of CS occurrence frequency under a specific prevailing
58 wind direction to the total frequency of that wind direction), diurnal variation, and spatial
59 distribution. Notably, when southwesterly winds prevail at 500 hPa while easterly winds are
60 blowing at 700 hPa, the influence of prevailing winds becomes particularly pronounced. The mean
61 500 hPa circulation pattern associated with CS occurrence under a given prevailing wind direction
62 characterizes the typical synoptic-scale systems and convective environments favorable for CS
63 development under that flow regime, thereby directly determining CS occurrence efficiency and
64 intensity. When northerly or northwesterly winds prevail at 500 hPa and northern Ningxia is
65 positioned behind the trough, there is the lowest CS occurrence efficiency corresponding to the
66 highest CAPE and CIN, and the CS intensity is the strongest. Under southerly or southwesterly
67 wind regimes, northern Ningxia is situated between the ridge and trough, where favorable
68 moisture transport conditions tend to cause maximum CS occurrence efficiency. However, the
69 minimal vertical temperature difference can result in relatively weaker CS development. During
70 prevailing westerly flows, the mid-latitude circulation exhibits zonal characteristics with frequent
71 upstream shortwave trough activity, causing the moderate levels of CS occurrence efficiency, CS
72 intensity and environmental parameters. At 700 hPa, differences in CS occurrence efficiency and
73 intensity across various prevailing wind directions are relatively smaller, with CS intensity
74 showing a strong correspondence to the vertical temperature gradient.

75 **Key words:** convective storm, prevailing wind, radar climatology, northern Ningxia

76

77

78

79 引 言

80 天气雷达是探测降水系统的主要手段，在对流天气监测预警中发挥着不可替代的作用
81 （俞小鼎等，2006；郑永光等，2015）。应用天气雷达高时空分辨率的空间三维探测资料开
82 展雷达气候学研究，能够帮助了解当地对流精细化的时空分布和生消演变等气候特征，为对
83 流天气临近预报预警提供背景资料和科学依据（陈明轩等，2014；潘赫拉等，2020）。雷达
84 气候学的研究对象主要是对流性降水和对流风暴（convective storm, CS），前者基于雷达
85 回波强度值，使用固定阈值判定（Murray and Colle, 2011；Chen et al, 2012；2014a）或带
86 入Z-R关系得到（Carbone et al, 2002；Carbone and Tuttle, 2008）；后者进一步应用雷达回
87 波的三维特征，使用识别和追踪算法获得CS单体信息（韩雷等，2009；Lock and Houston,
88 2015；管理等，2020），其中CS三维属性追踪算法 TITAN（Dixon and Wiener, 1993）和CS
89 质心追踪算法 SCIT（Johnson et al, 1998）最具代表性。

90 由太阳辐射加热驱动的日变化是雷达气候学最基础也是最重要的特征之一（Wallace,
91 1975；Carbone et al, 2002；肖玮等，2023），表现为对流峰值通常于午后出现，但具体特
92 征存在地域性差异。Carbone et al(2002)、Carbone and Tuttle(2008)和 Aljievych et al(2003；
93 2004)使用美国WSR-88D业务雷达组网资料，发现暖季对流性降水表现出明显的日变化，
94 美国西部地区对流性降水主要出现在下午，中部则更多地出现在夜间。Lock and Houston
95 （2015）分析了2005—2007年美国大平原近56 000个CS，发现CS大多发生在当地10—18时，
96 峰值出现在正午。韩雷等（2009）发现京津及邻近地区CS主峰出现在13—18时，次峰出现
97 在01—03时。Chen et al（2014a；2015）揭示了珠江三角洲对流性降水5—6月的日变化呈双
98 峰型，主峰出现在下午，次峰出现在夜间和清晨，而7—9月次峰要弱得多。

99 地形的热动力效应是仅次于太阳辐射加热的关键影响因素，对对流的日变化、空间分布
100 和传播等起到重要作用（Banta and Schaaf, 1987；Kottmeier et al, 2008；Weckwerth et al,
101 2011；支树林等，2021）。Lang et al（2007）和 Rowe et al（2008）发现西马德雷山脉是墨
102 西哥西北部对流性降水最为频繁的地区，主导了当地对流性降水的日变化，对流性降水下午
103 在山顶和山麓触发，随后向西北方向移动并可能在夜间和清晨在沿海地区增强。Chen et al
104 （2012）研究发现，京津冀地区暖季CS多从西北山区向丘陵传播，或进一步向东南平原传
105 播，下午到傍晚山脚下CS频数非常高，特别是在北京及其附近地区，CS从山区传播到山脚
106 下。朱海斌等（2023）进一步发现，贺兰山作为宁夏北部CS的高易发区，CS的时空分布并不
107 均匀，午后高山深谷地带CS发生效率最高。此外，与海陆差异（Chen et al, 2014b；2015；
108 顾问等，2017）、城市下垫面（Bentley et al, 2010；Niyogi et al, 2011）、大型水体（Haberlie
109 et al, 2016；Tucker and Crook, 2005）相关的雷达气候学也有研究。

110 恒常存在的太阳辐射加热和地形强迫形成了雷达气候学特征的基本模态，在此基础上，
111 发展变化的盛行风、环流形势（天气系统）等起到动态调节作用（Kuo and Orville, 1973；
112 孙康远等，2017），进一步塑造了雷达气候学的特征。Murray and Colle（2011）研究美国

113 东北部地区雷达气候学特征发现, 1998—2001年新英格兰南部和长岛的对流较2002—2005
114 年增加了40%~50%, 主要由于低值系统活动的增加而非热力作用的变化造成。陈兴超(2016)
115 研究发现, 我国华南地区存在偏南低空急流时, 对流性降水多发于海岸, 否则多发于内陆山
116 区迎风坡。管理等(2020)分析了弱天气尺度系统强迫下上海地区午后对流的环境特征、
117 CS空间分布等气候学特征。Chen et al(2014a)首次全面分析了不同盛行风对京津冀地区CS
118 频率、时空分布的影响, 发现500 hPa盛行西西南和西西北风时CS频率最高, 这些CS主要在
119 丘陵和平原上启动和发展, 表现出良好的组织特征, 持续时间较长, 且移动缓慢; 925 hPa
120 盛行南西南和南东南风时CS频率最高, 这与低层偏南暖湿气流有利于对流的启动和加强有
121 关。

122 目前国内外雷达气候学研究多聚焦于对流的时空分布特征及其对地形强迫的响应, 而对
123 盛行风、环流形势(天气系统类)等动态调节因素如何系统影响雷达气候学特征的研究相对
124 不足。现有相关研究也主要集中于容易触发对流的特定盛行风向或环流形势上, 缺乏对不同
125 盛行风背景下、特别是非典型触发条件下的全面分析。为填补这一研究空白, 本文基于2011
126 —2016年5—9月银川新一代天气雷达产品, 结合实况探空资料, 系统分析不同盛行风向
127 CS的时空分布特征及其对应的环流形势特征、强度特征和对流环境特征, 旨在深入理解在
128 宁夏北部盛行风如何影响对流活动, 为强对流天气预报预警提供更为有力的科学依据。

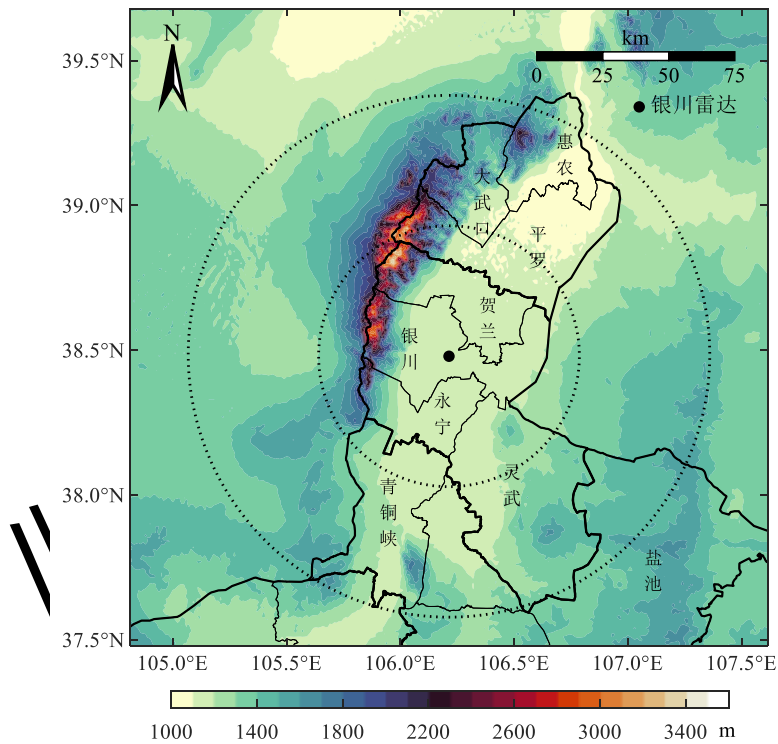
129 1 资料与方法

130 研究区域为图 1 展示的宁夏北部地区, 区域地处西北地区东部、黄河流域上游, 东、
131 西、北三面分别被毛乌素、腾格里、乌兰布和三大沙漠、沙地包围, 最显著的地理特征是近
132 南北走向的贺兰山脉, 山体海拔 2000—3000 m, 主峰海拔 3556 m, 是一座相对孤立的狭
133 长山体, 地形结构单一, 构成了银川平原的天然屏障。

134 资料来源于银川 CINEAD/CD 新一代天气雷达日常业务观测。该雷达站布设在贺兰山
135 东侧的银川市(位置: 38°28'44"N, 106°12'50"E; 海拔: 1178 m), 运行模式为 VCP21,
136 5~6 min 完成 9 个仰角的体积扫描, 雷达数据时间范围是 2011—2016 年的 5—9 月。新一代
137 天气雷达系统提供了丰富的导出产品(俞小鼎等, 2006), 其中风暴跟踪信息产品(Storm
138 Tracking Information, STI)采用 SCIT 算法, 包含 CS 当前时刻和过去最多 10 个连续时刻的
139 位置信息, 以及未来 15~60 min 位置预测信息等。根据连续时刻 STI 包含的当前和过去位
140 置信息, 合并不同时刻 STI 中的同一 CS, 舍弃只在一个时刻被识别出的 36 367 个 CS(韩
141 雷等, 2009), 得到包含 2 个及以上位置信息的 35 481 个 CS。首次被识别出的 CS 即初生
142 对流风暴(convective initiation, CI)。使用核密度估计(kernel density estimation, KDE)
143 方法分析 CI 的空间分布特征, KDE 能直观反映 CI 空间数量分布的聚集程度, 长时间序列
144 CI 的 KDE 也就反映了 CI 空间分布的气候特征, 指示了 CI 发生概率的相对大小。使用 CS
145 生命史中反射率强度、回波顶高、垂直液态水含量的最大值来综合表征 CS 的强度特征, 分
146 别由导出产品中的组合反射率产品、回波顶高产品、垂直液态水含量产品确定。考虑到雷达

147 波束随距离抬升、展宽及信号衰减等的影响（俞小鼎等，2006），为保障 CS 强度特征值定
148 量统计结果的可靠性，本文对 CS 反射率强度、回波顶高、垂直液态水含量的计算与统计分
149 析，限定在距雷达站 30~120 km 的范围内。

150 探空资料使用国家基准气候站银川站和亚欧范围探空观测站每日 08 时(北京时，下同)
151 和 20 时的风向、风速、气压、温度等观测数据。为方便讨论，将盛行风向划分为偏北(337.5~
152 360°和 0~22.5°)、东北(22.5~67.5°)、偏东(67.5~112.5°)、东南(112.5~157.5°)、
153 偏南(157.5~202.5°)、西南(202.5~247.5°)、偏西(247.5~292.5°)、西北(292.5~
154 337.5°) 8 个方位。对流有效位能(CAPE)、对流抑制能量(CIN)、500 hPa 与 700 hPa 温
155 差($T_{500}-T_{700}$)、500 hPa 与 850 hPa 温差($T_{500}-T_{850}$)、相对湿度等表征 CS 发生的环境特
156 征值由银川站探空资料计算得到。为定量表征不同盛行风向下 CS 发生的相对难易程度，本
157 文定义“CS 发生效率”指标，其值为某一盛行风向下 CS 的发生频数与该盛行风频数的比
158 值。对于宁夏预报员，500 hPa 风场表征了大尺度环流形势，700 hPa 风场表征了暖湿空气的
159 输送或低槽、切变等的影响，本文探讨在 500 hPa、700 hPa 不同盛行风向下 CS 的特征。



160
161 注：黑色圆点为银川雷达站位置，虚线为雷达的探测半径（小圆半径 50 km、大圆半径 100 km）

162
163 图 1 宁夏北部高程（填色，单位：m）

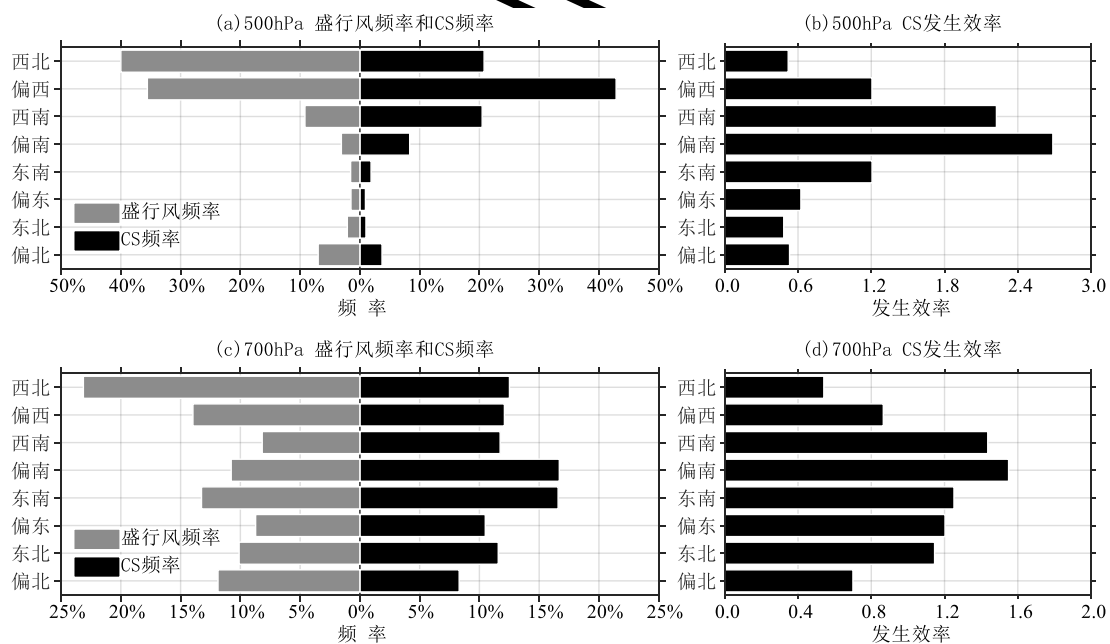
164
165 Fig.1 Topography of northern Ningxia (colored, unit: m)

166
167

168 2 不同盛行风向下 CS 的分布特征

169 2.1 不同盛行风向下 CS 频率分布特征

170 图 2 展示了宁夏北部 2011—2016 年 5—9 月 500 hPa 和 700 hPa 不同风向盛行风的频率
171 分布, 以及不同盛行风向下 CS 频率和发生效率的分布。从盛行风频率分布看, 500 hPa 主
172 要受西北风 (40%) 和偏西风 (36%) 控制, 其他风向频率不超过 10%, 偏东风和东南风频
173 率最低, 不超过 2% (图 2a); 700 hPa 各风向频率分布相对均匀, 西北风频率最高达 23%,
174 其他风向普遍在 8%~14%, 其中偏东风和西南风频率较低, 在 8%~9% (图 2c)。从 CS
175 频率分布看, 一方面, CS 能够广泛地发生在不同盛行风向下, 从侧面反应出 CS 触发机制
176 的多样性和复杂性; 另一方面, 不同盛行风向下 CS 发生的相对难易程度不同。500 hPa 盛
177 行偏南风 and 西南风时, CS 发生效率高, 分别为 2.69 和 2.23; 盛行偏北风、东北风、偏东风、
178 西北风时, CS 发生效率低, 在 0.48~0.62; CS 发生效率最高的偏南风是西北风的 5.6 倍 (图
179 2b)。在 700 hPa 各盛行风向下, CS 发生效率相对均匀, 盛行东北风、偏东风、东南风、
180 偏南风、西南风时, CS 发生效率较高, 在 1.15~1.55, 盛行偏北风、偏西风、西北风时,
181 CS 发生效率较低, 在 0.54~0.87; CS 发生效率最高的偏南风是西北风的 2.9 倍 (图 2d)。
182 可以看出, 相较于 700 hPa 盛行风, CS 发生效率对 500 hPa 盛行风的变化更为敏感, 也就是
183 说, 500 hPa 盛行风对 CS 发生起到的作用更为显著。



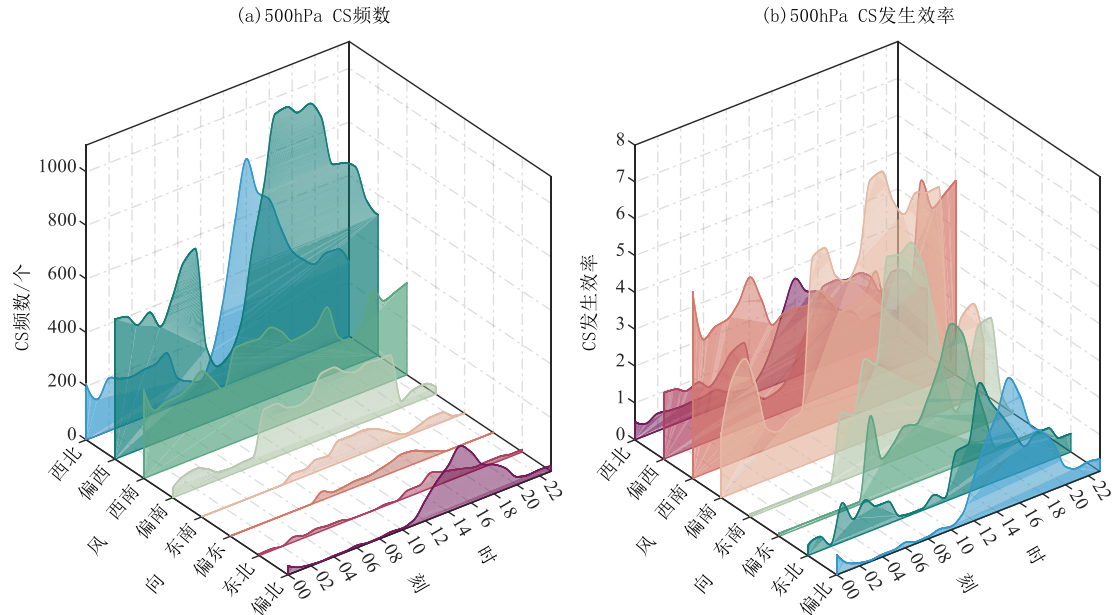
184 图 2 2011—2016 年 5—9 月 (a, b) 500 hPa 和 (c, d) 700 hPa 的 (a, c) 盛行风频率和 CS 频率,
185 (b, d) CS 发生效率

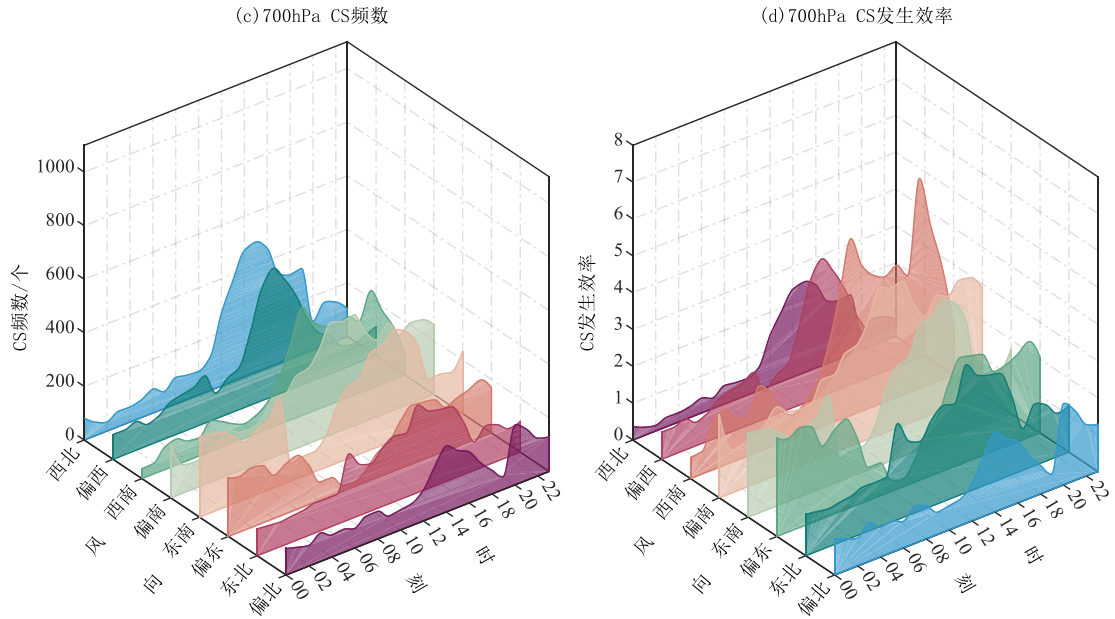
187 Fig.2 (a, c) Frequency of prevailing wind and CS occurrence and (b, d) CS occurrence efficiency at
188 (a, b) 500 hPa and (c, d) 700 hPa from May to September in 2011-2016

189
190 2.2 不同盛行风向下 CS 逐时分布特征

191 图3展示了在500 hPa和700 hPa不同盛行风向下CS频数和发生效率的逐时分布。500
 192 hPa CS频数最显著的特征是，盛行偏西风时的14—18时表现出明显的高值；盛行偏北风、
 193 东北风、偏东风、东南风、西北风时，CS频数日变化呈单峰型，中午到下午CS频数明显
 194 高于其他时段，于14—15时或15—16时达到峰值；盛行偏南风时，08—20时CS频数持续
 195 较高，峰值出现在14时；盛行西南风时，CS频数全天维持较高水平，且变化幅度最小，峰
 196 值出现在16时（图3a）。500 hPa CS发生效率最显著的特征是，盛行偏南风时的13—20
 197 时表现出明显的高值；除西南风外，在其他盛行风向下，CS发生效率与频数的逐时分布特
 198 征相似、达到峰值的时间相同；盛行西南风时，CS发生效率在20时达到峰值后逐步下降，
 199 夜间发生效率整体高于白天（图3b）。700 hPa不同盛行风向下CS频数的峰值出现在14—
 200 17时，盛行偏东风和东南风时，夜间还存在另一个较明显的次峰（图3c）。700 hPa CS发
 201 生效率与频数的逐时分布特征相似、达到峰值的时间基本相同，在盛行偏东风时，夜间CS
 202 发生效率与白天相当（图3d）。

203 可以看出，在不同盛行风向下，宁夏北部CS频数和发生效率的峰值主要出现在14—17
 204 时，表明太阳辐射加热仍是驱动CS日变化最关键的因子。与此同时，盛行风对CS的日变
 205 化具有明显的调制作用，不同风向下CS的频数和发生效率在峰值时段、持续时间及昼夜分
 206 布上存在差异。特别是当500 hPa盛行西南风、700 hPa盛行偏东风时，盛行风的作用甚至
 207 更为重要。





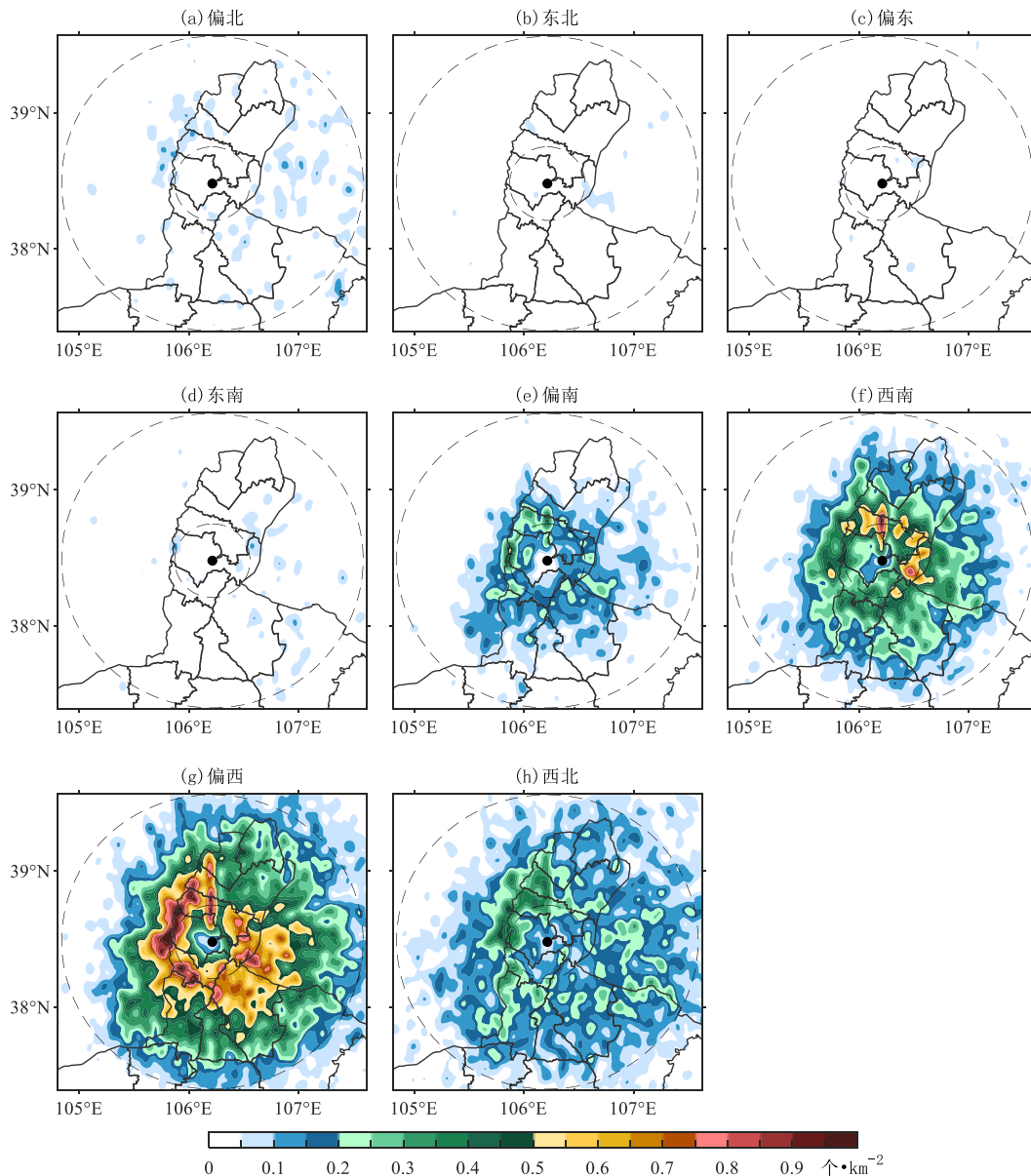
209
 210 图 3 2011—2016 年 5—9 月不同盛行风向下 (a,b) 500 hPa, (c,d) 700 hPa 的 (a,c) CS 频数
 211 和 (b,d) CS 发生效率的逐时分布
 212 Fig.3 Hourly distributions of (a,c) CS frequency (unit: count) and (b,d) CS occurrence efficiency at (a,b) 500 hPa
 213 and (c,d) 700 hPa from May to September in 2011-2016
 214
 215

216 2.2 不同盛行风向下 CI 空间分布特征

217 图 4 和图 5 分别展示了在 500 hPa 和 700 hPa 不同盛行风向下,宁夏北部 CI 核密度的空
 218 间分布。在 500 hPa 不同盛行风向下,CI 核密度的空间分布存在显著差异,主要表现出如下
 219 特征:(1)盛行偏西风时,CI 核密度值最高,大值区分布最广,其次是西南风和西北风;
 220 (2)盛行东北风、偏东风、东南风时,CI 核密度值低,分布特征不明显;(3)盛行偏北风、
 221 偏南风、偏西风、西北风时,贺兰山是 CI 核密度的大值区,其次是灵武中北部至以北的鄂
 222 托克前旗地区、银川东部;(4)盛行西南风时,贺兰至银川东部一带是 CI 核密度的大值区,
 223 核密度值高于贺兰山;(5)在所有盛行风向下,北部的大武口和惠农 CI 核密度值相对较小。
 224 在 700 hPa 不同盛行风向下,CI 核密度的空间分布主要表现出如下特征:(1)盛行东南风、
 225 偏南风时,CI 核密度值相对较高,大值区分布较广;(2)在除偏东风外的其他盛行风向下,
 226 贺兰山是 CI 核密度的大值区,其次是灵武中北部至以北的鄂托克前旗地区、银川东部;(3)
 227 盛行偏东风时,灵武中北部至以北的鄂托克前旗地区、银川东部是 CI 核密度的大值区,核
 228 密度值高于贺兰山。

229 可以看出,除 500 hPa 西南风、700 hPa 偏东风外,在其他盛行风向下,贺兰山地形的
 230 热力作用都是影响宁夏北部 CI 空间分布最为重要的因素,其次是灵武中北部至以北的鄂
 231 托克前旗地区、银川东部地区沙地的热力作用。另外,在 500 hPa 盛行偏南风、西南风、偏
 232 西风,700 hPa 盛行偏东风、东南风、偏南风时,贺兰山东侧的贺兰西部一带常出现 CI 核密

233 度的大值区，这可能是由于该区域处于贺兰山东侧的中部，山地地形作用产生的绕流在此区
 234 域形成了稳定辐合所造成。



235

236

237

注：两个虚线圆（小圆半径 30 km、大圆半径 120 km）之间的环形区域为 CS 强度特征值的计算区域

238

图 4 2011—2016 年 5—9 月 500 hPa 不同盛行风向下宁夏北部 CI 核密度的空间分布

239

240

Fig.4 Spatial distribution of CI kernel density in northern Ningxia under different prevailing wind directions

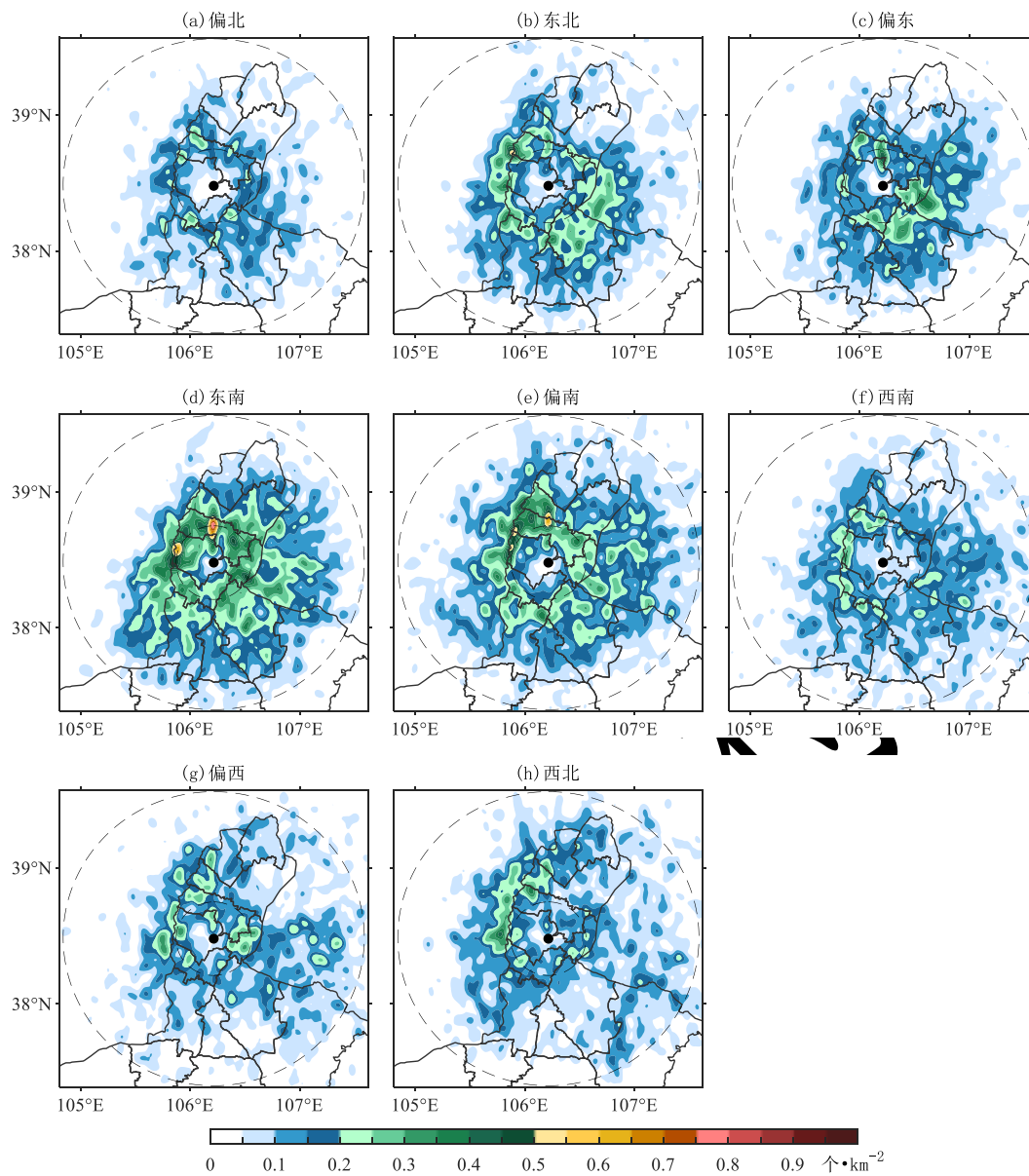
241

at 500 hPa from May to September in 2011-2016

242

243

244



245

246

247

248

249

250

251

252

253

254

255

256

257

258

注：两个虚线圆（小圆半径 30 km、大圆半径 120 km）之间的环形区域为 CS 强度特征值的计算区域

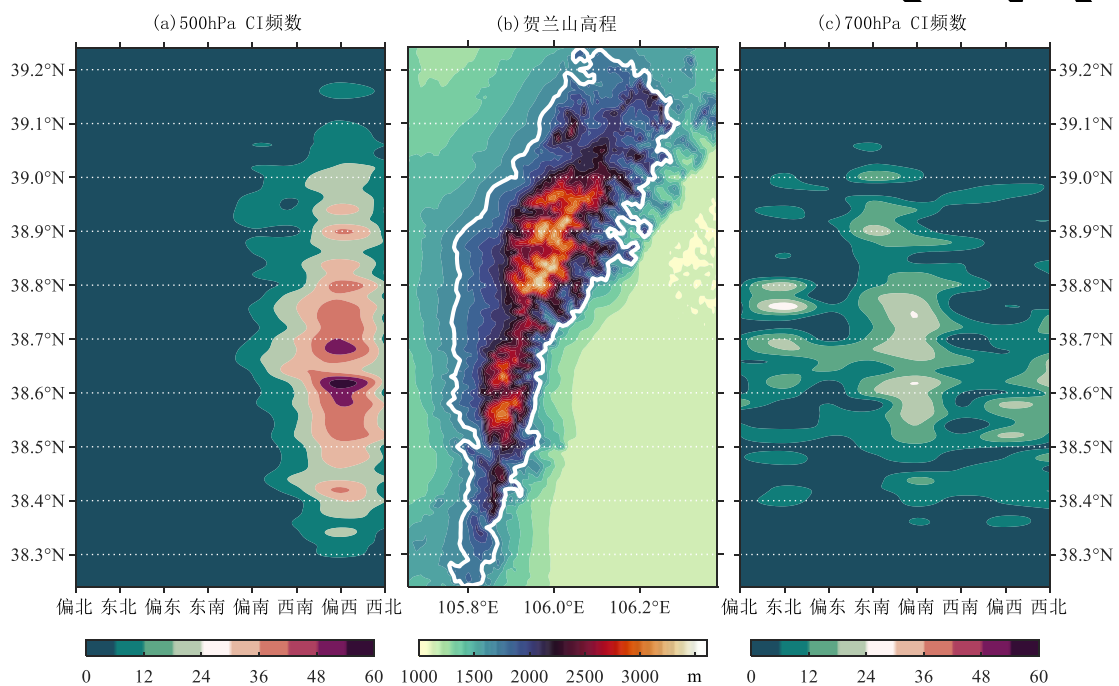
图 5 2011—2016 年 5—9 月 700 hPa 不同盛行风向下宁夏北部 CI 核密度的空间分布

Fig.5 Spatial distribution of CI kernel density in northern Ningxia under different prevailing wind directions at 700 hPa from May to September in 2011-2016

从上述分析可以看出，贺兰山显著影响了 CI 的空间分布，图 6 进一步展示了在 500 hPa 和 700 hPa 不同盛行风向下，在 CI 最为活跃的贺兰山中段海拔高于 1700 m 区域 CI 的精细化分布特征。可以看出：（1）CI 集中分布在贺兰山中段 38.4~39°N，对应贺兰山高海拔区域，南北两端海拔较低的 38.2~38.4°N 和 39~39.2°N 频数较低；（2）贺兰山海拔最高的区域分布在 38.8~39°N，海拔次高的区域分布在 38.5~38.8°N，而 CI 最多发生在海拔次高的

259 区域；（3）相较于多山峰地带，CI 更容易发生在山峰附近的狭长山谷；（4）500 hPa 盛行
 260 偏南风、西南风、偏西风、西北风时，CI 存在高发区，且高发区位置相近；（5）在 700 hPa
 261 不同盛行风向下，CI 高发区位置并不相同，其中东南风和偏南风对应的高发区最为广泛，
 262 且位置相近，主要在 38.5°~39.0°N；东北风、西南风、偏西风、西北风对应的高发区分别
 263 在 38.6°~38.8°N、38.6°~38.8°N、38.5°~38.6°N、38.5°~38.7°N。

264 可以看出，在 500 hPa 和 700 hPa 不同盛行风向下，CI 的空间分布表现出一致的海拔偏
 265 好性，并更容易在山峰附近的狭长山谷发生，但在 700 hPa 不同盛行风向下 CI 高发区的位
 266 置存在显著差异。这可能是由于贺兰山地形的热动力作用，在不同层次的盛行风背景下都占
 267 主导地位，致使 CI 的空间分布在整体上显现出较为一致的特征；在垂直方向上，700 hPa
 268 盛行风高度与贺兰山中段海拔高度相近，该层次的风场与地形之间的相互作用更为直接和复
 269 杂，使得 CI 高发区的位置和范围呈现出更丰富的空间变化特征。



270
 271 注：图 b 白色实线包围区域海拔大于 1700 m
 272 图 6 500 hPa 和 700 hPa 不同盛行风向下贺兰山中段海拔高于 1700 m 区域不同纬度带 CI 频数分布
 273 (a) 500 hPa CI 频数，(b) 贺兰山中段高程，(c) 700 hPa CI 频数

274 Fig.6 Distribution of CI frequency across different latitude zones in the central Helan Mountains region with
 275 elevations above 1,700 m under different prevailing wind directions at 500 hPa and 700 hPa

276 (a) CI frequency at 500 hPa, (b) elevation of the central Helan Mountains region, and (c) CI frequency at 700 hPa

277

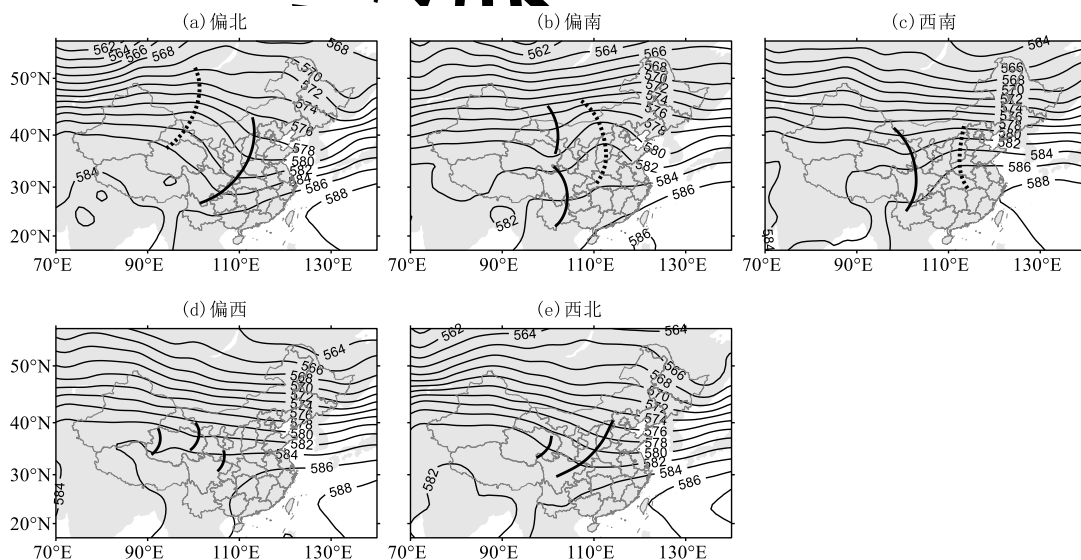
278 3 不同盛行风向下环流形势及对流环境特征

279 盛行风与环流形势密切相关，某一风向的盛行风通常与特定类型的环流形势相对应。通
 280 过将某一盛行风向下 CS 发生所对应的 500 hPa 位势高度场进行平均，得到 500 hPa 和 700 hPa
 281 不同盛行风向下的 500 hPa 平均环流形势场（图 7，图 8），它们表征了与特定盛行风相对

282 应的、在不同程度上有利于产生 CS 的环流形势的整体特征。

283 由于 500 hPa 盛行东北风、偏东风、东南风时，CS 的个数不超过总数的 2%，对应的环
284 流形势个例少、差异大，对位势高度场进行平均不具有统计意义，不予以讨论。当 500 hPa
285 盛行偏北风时，宁夏北部处于槽后脊前，垂直方向上以下沉运动为主，不利于 CS 发生，是
286 CS 发生效率最低的盛行风。盛行偏南风 and 西南风时，环流形势相似，宁夏北部处于槽前脊
287 后，垂直方向上以上升运动为主，水汽输送条件好，有利于 CS 发生，CS 发生效率明显大
288 于其他盛行风，槽前持续的上升运动使得较高的 CS 频数和发生效率得以在日变化中维持更
289 多时次（图 3），特别是在西南风控制下，宁夏处于副热带高压 584 dagpm 边缘，有利于不
290 稳定能量的积聚，即使在夜间仍能保持较高的 CS 发生效率。盛行偏西风时，宁夏北部同纬
291 度带环流平直，上游多短波槽活动，较有利于 CS 的发生，是宁夏北部 CS 发生最常见的环
292 流形势，CS 发生效率居中。盛行西北风时，宁夏北部处于槽后，上游有弱短波槽活动，但
293 位置偏南，垂直方向上以下沉运动为主，不利于 CS 的发生，CS 发生效率与偏北风相当。

294 表 1 展示了在 500 hPa 不同盛行风向下 CS 的反射率强度、回波顶高、垂直液态水含量
295 等强度特征值，以及相对湿度、上下层温差、CAPE、CIN 等对流环境特征值。当 500 hPa
296 盛行偏北风和西北风时，CS 强度特征值最大，CS 发展最为旺盛，通常表现为局地强对流；
297 盛行偏北风时，对应脊前下沉气流，整层湿度条件差，上下层温差最小，但对应最高的 CIN
298 和较高的 CAPE，有利于不稳定能量的蓄积。盛行西北风时，对应最大的上下层温差和 CAPE，
299 以及较高的 CIN。盛行偏南风和西南风时，整层湿度条件较好，有一定的 CIN 和 CAPE，上
300 下层温差大小居中，通常表现为大范围的混合性降水，CS 发展相对较弱。盛行偏西风时，
301 CS 强度特征值和各项环境特征值大小居中。



302
303

注：粗实线为槽线、粗虚线为脊线

304
305
306

图 7 500 hPa 不同盛行风向下的平均环流形势场（单位：dagpm），

Fig.7 Average circulation patterns under different prevailing wind directions at 500 hPa (unit: dagpm).

307
308
309
310

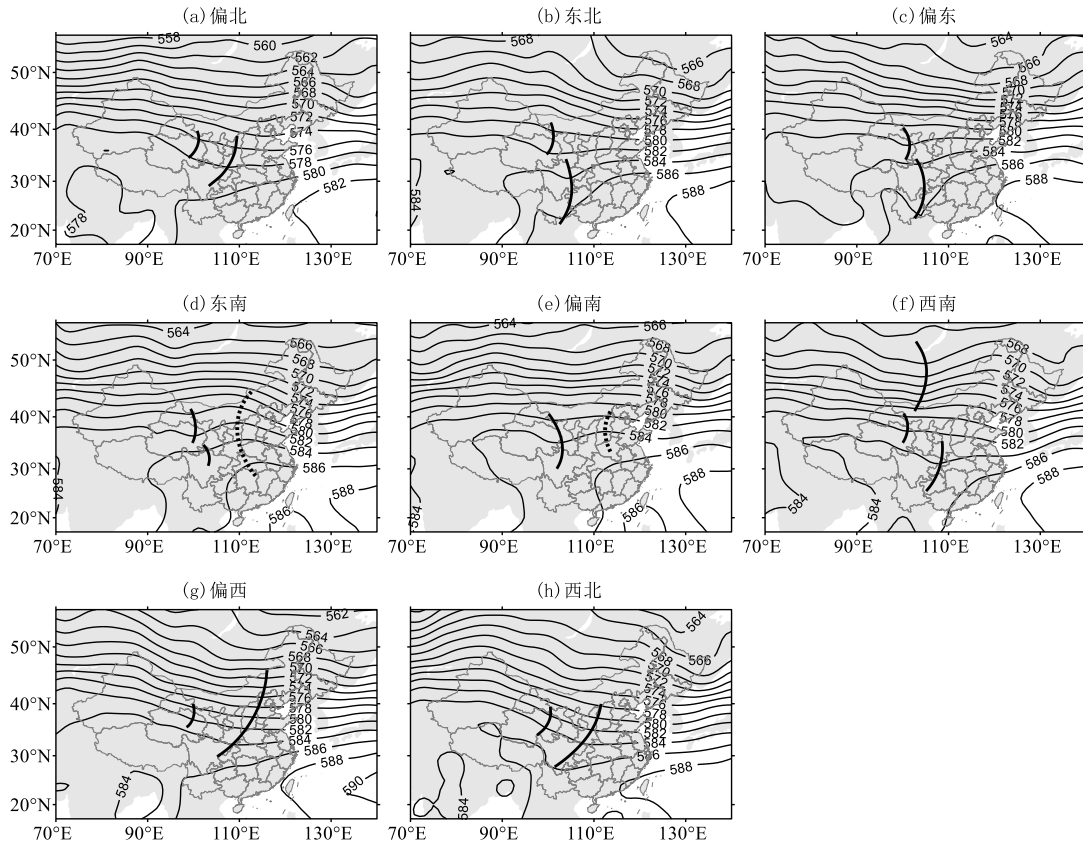
表 1 500 hPa 不同盛行风向 CS 的强度特征值和对流环境特征值
Table 1 The intensity characteristic values and environmental characteristic values of CS
under different prevailing wind directions at 500 hPa

	盛行风	偏北	偏南	西南	偏西	西北
CS 强度 特征值	反射率强度/dBz	46.1	42.4	40.9	43.3	44.8
	回波顶高/km	7.2	6.2	6.1	6.6	7.3
	垂直液态水含量/($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)	7.6	5.1	3.2	5.2	6.7
相对 湿度	500 hPa/%	42.2	51.4	71.2	63.3	50.7
	700 hPa/%	46.4	67	70.7	61.9	47.6
	850 hPa/%	48.3	62.7	57.1	52.1	47.6
上下层 温差	$T_{500}-T_{700}/^{\circ}\text{C}$	10.4	15.5	15.1	17.1	19.8
	$T_{500}-T_{850}/^{\circ}\text{C}$	20.7	25.8	26.2	28.2	30.6
对流能量参数	CAPE/($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	246.6	151	227.1	222.8	427
	CIN/($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	276.9	149.7	99.2	143.4	223.7

311
312
313
314
315
316
317
318
319
320
321
322
323
324

700 hPa 盛行偏北风、偏西风、西北风时，500 hPa 平均环流形势相似，宁夏北部处于槽后，上游有短波槽活动，是 CS 发生效率较低的盛行风，东部的短波槽是触发 CS 的重要原因。在其他盛行风向，CS 发生效率较高。盛行东北风和偏东风时，环流形势相似，宁夏北部上游有短波槽活动，南支槽和高原槽同位相叠加，位置超前于短波槽。盛行东南风和偏南风时，环流形势相似，宁夏北部处于槽前脊后，垂直方向上以上升运动为主，宁夏处于副高 584 dagpm 边缘，有利于不稳定能量的积聚。盛行西南风时，蒙古中部存在明显的低值系统，同时宁夏北部上游有短波槽，高原槽位置明显超前于短波槽。

如表 2 所示，在 700 hPa 不同盛行风向，CS 强度特征值相对均匀、差值较小，上下层温差与 CS 强度有较好的对应关系。盛行西南风、偏西风、西北风时，CS 发展相对旺盛，上下层温差较大，其次具有较高的 CIN；盛行东北风、偏东风、东南风时，CS 发展相对较弱，上下层温差和 CIN 较小，700 hPa 湿度条件较好。盛行偏北风和偏南风时，CS 强度处于中等水平，盛行偏南风时，上下层温差大小居中，具有最高的 CAPE；盛行偏北风时，上下层温差最小，但具有较高的 CIN 和 CAPE。



注：粗实线为槽线、粗虚线脊线

图 8 700 hPa 不同盛行风下的平均环流形势 (单位: dagpm) ,

Fig.8 Average circulation patterns under different prevailing wind directions at 700 hPa (unit: dagpm).

表 2 700 hPa 不同盛行风向下 CS 的强度特征值和对流环境特征值

Table 2 The intensity characteristic values and environmental characteristic values of CS under different prevailing wind directions at 700 hPa

盛行风		偏北	东北	偏东	东南	偏南	西南	偏西	西北
CS 强度特征值	反射率强度/dBz	43.3	42.3	41.8	42.6	43.4	44	43.9	44.7
	回波顶高/km	6.5	6.2	6.3	6.4	6.9	7.1	7	7
	垂直液态水含量/($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)	5.6	4.8	3.7	4.7	6	5.9	5.5	6.3
相对湿度	500hPa/%	66.5	66.2	69.4	50.1	61.4	57.2	61.8	54.9
	700hPa/%	59	63.9	61.4	65.6	63.5	52.9	59.4	56.4
	850hPa/%	54.6	57.6	49.8	50.3	56.8	52.1	51.1	52
上下层温差	$T_{500}-T_{700}/^{\circ}\text{C}$	9.5	15.3	16.5	16	17.2	19.3	18.7	17.9
	$T_{500}-T_{850}/^{\circ}\text{C}$	20.7	26.3	27.9	27.6	27.9	29.3	29.2	28.7
对流能量参数	CAPE/ ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	296.4	171.6	326.3	156.1	410.1	192.9	321.3	202.7
	CIN/ ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	163.8	119.2	128.3	128.7	148.9	241.9	158.1	188.5

4 结论

本文使用 2011—2016 年 5—9 月雷达导出产品和探空资料分析了宁夏北部暖季不同盛行

337 风向下 CS 的时空分布特征, 以及相应的平均环流形势场、强度特征值和对流环境特征值,
338 结果表明:

339 (1) 宁夏北部 CS 的频率和发生效率在 500 hPa 不同盛行风向下存在显著差异, 在 700
340 hPa 不同盛行风向下则相对均匀; 相较于 700 hPa, 500 hPa 盛行风对 CS 发生起到的作用更
341 为显著。500 hPa 主要受西北风(40%)和偏西风(36%)控制, 分别产生了 21%和 43%的
342 CS; 700 hPa 西北风频率最高为 23%, 其他盛行风频率在 8%~14%, 各盛行风向下 CS 频率
343 分布在 8%~17%。在 500 hPa 和 700 hPa, 偏南风 and 西南风都是 CS 发生效率最高的盛行风
344 向。

345 (2) 在不同盛行风向下, CS 频数和发生效率存在显著的日变化特征。太阳辐射加热仍
346 是驱动 CS 日变化最关键的因子, 形成了 CS 日变化的基本模态, CS 频数和发生效率的峰值
347 主要出现在 14—17 时。盛行风具有明显的调制作用, 不同盛行风向下 CS 的频数和发生效
348 率在峰值时段、持续时间及昼夜分布上呈现出多样化的特征, 特别是当 500 hPa 盛行西南风、
349 700 hPa 盛行偏东风时, 盛行风的作用甚至更为重要。

350 (3) 在不同盛行风向下, CI 的空间分布特征各异, 500 hPa (除去分布特征不明显的东
351 北风、偏东风、东南风)除西南风、700 hPa 除偏东风, 在其他盛行风向下, 贺兰山都是 CI
352 的高发区, 其次是在灵武中北部至以北的鄂托克前旗地区、银川东部地区的沙地。500 hPa
353 盛行西南风时, 贺兰至银川东部一带是 CI 的高发区; 700 hPa 盛行偏东风时, 灵武中北部至
354 以北的鄂托克前旗地区、银川东部是 CI 的高发区。CI 多发于贺兰山海拔次高的 38.5~38.8 N
355 区域, 而非海拔最高的区域; 相较于多山麓的区域, CI 多发于山峰附近多狭长山谷的地带;
356 在 500 hPa 各盛行风向下, 贺兰山中段 CI 高发区位置相近, 在 700 hPa 各盛行风向下, 贺兰
357 山中段 CI 高发区位置并不相同。

358 (4) 不同风向的盛行风与特定的环流形势场和对流环境相对应, 对 CS 发生效率和 CS
359 强度影响不同。500 hPa 盛行偏北风和西北风时, 宁夏北部处于槽后, CS 发生效率低, 但对
360 应最高的 CAPE 和 CIN, CS 强度最大; 盛行偏南风 and 西南风时, 宁夏北部处于槽前脊后,
361 水汽输送条件好, CS 发生效率高, 有一定的 CIN 和 CAPE, 上下层温差最小, CS 发展相对
362 较弱。盛行偏西风时, 宁夏北部同纬度带环流平直, 上游多短波槽活动, CS 发生效率、强
363 度特征值和各项环境特征值均处于中等水平。在 700 hPa 不同盛行风向下, CS 强度特征值
364 相对均匀、差值较小, 上下层温差与 CS 强度有较好的对应关系; 盛行偏北风、偏西风、西
365 北风时, 宁夏北部处于槽后, 东移的短波槽是触发 CS 的重要原因, CS 发生效率低; 盛行
366 东北风和偏东风时, 宁夏北部上游有短波槽, 南支槽和高原槽位置超前于短波槽; 盛行东南
367 风和偏南风时宁夏北部处于槽前脊后, 宁夏处于 584 dagpm 边缘; 盛行西南风时, 蒙古中部
368 存在明显的低值系统。

369 综上, 宁夏北部 CS 气候特征的形成, 仍然主要由太阳辐射加热和地形作用主导, 在此
370 基础上, 叠加动态变化的盛行风的影响, CS 的日变化、空间分布、发生强度等都表现出更

371 为复杂多样的特征, 当 500 hPa 盛行西南风、700 hPa 盛行偏东风时, 盛行风的作用甚至更
372 为显著。相较于 700 hPa 盛行风, 500 hPa 盛行风作用更为关键, 也就是说 500 hPa 大尺度环
373 流形势较 700 hPa 暖湿空气输送或低槽、切变等的作用更为重要, 这是由于大尺度环流形势
374 在一定程度上决定了影响 CS 发生发展的天气系统和大气环境, 从而直接影响着 CS 的发生
375 效率和强度。另外, 我们发现在不同盛行风向下, 在地形复杂的贺兰山山脉, CS 的发生存
376 在一定的规律, 后续可以开展更进一步的研究。

377

378 参考文献

- 379 陈明轩, 王迎春, 高峰, 等, 2014. 雷达气候研究进展及其在城市区域强天气临近预报中的应用[J]. 气象科技进展, 4(5): 30-41.
380 Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al, 2014. An overview of progresses in radar climatology and its prospect of applications in
381 nowcasting severe weather over urban regions[J]. Adv Meteor Sci Technol, 4(5): 30-41 (in Chinese).
382 陈兴超, 2016. 华南暖季对流的雷达气候学特征及其机制研究[D]. 南京: 南京大学. Chen X C, 2016. The characteristics and
383 physical mechanisms of warm season convection based on long-term radar observations and mesoscale model[D]. Nanjing: Nanjing
384 University (in Chinese).
385 顾问, 张晶, 谈建国, 等, 2017. 上海夏季海风锋及其触发对流的时空分布和环流背景分析[J]. 热带气象学报, 33(5): 644-653. Gu
386 W, Zhang J, Tan J G, et al, 2017. Characteristics and circulation background of Shanghai summer sea breeze front and its induced
387 convection[J]. J Trop Meteor, 33(5): 644-653 (in Chinese).
388 管理, 戴建华, 赵渊明, 等, 2020. 上海地区暖季午后对流的雷达气候学特征分析[J]. 气象, 46(12): 1543-1554. Guan L, Dai J H,
389 Zhao Y M, et al, 2020. Radar climatology analysis of warm season afternoon convective storm over Shanghai[J]. Meteor Mon,
390 46(12): 1543-1554 (in Chinese).
391 韩雷, 俞小鼎, 郑永光, 等, 2009. 京津及邻近地区暖季强对流风暴的气候分布特征[J]. 科学通报, 54(11): 1585-1590. Han L, Yu X
392 D, Zheng Y G, et al, 2009. Statistic characteristics of severe convective storm during warm-season in Beijing-Tianjin region and its
393 vicinity[J]. Chin Sci Bull, 54(14): 2493-2498.
394 潘赫拉, 许东蓓, 陈明轩, 等, 2020. 天气雷达气候学研究新进展[J]. 干旱气象, 38(6): 887-894. Pan H L, Xu D B, Chen M X, et al,
395 2020. An overview of progresses on weather radar climatology[J]. J Arid Meteor, 38(6): 887-894 (in Chinese).
396 孙康远, 郑媛媛, 慕瑞琪, 等, 2017. 南京及周边地区雷达气候学特征分析[J]. 气象学报, 75(1): 178-192. Sun K Y, Zheng Y Y, Mu R Q,
397 et al, 2017. An analysis of radar climatology in Nanjing and its vicinity[J]. Acta Meteor Sin, 75(1): 178-192 (in Chinese).
398 肖玮, 刘维成, 傅朝, 等, 2023. 甘肃东南部暖季对流活动的雷达气候学特征[J]. 高原气象, 42(6): 1536-1547. Xiao W, Liu W C, Fu
399 Z, et al, 2023. Radar climatological characteristics of warm season convection in southeast of Gansu[J]. Plateau Meteor, 42(6):
400 1536-1547 (in Chinese).
401 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等, 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京: 气象出版社. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al,
402 2006. Doppler Weather Radar Principles and Operational Applications[M]. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese).
403 郑永光, 周康辉, 盛天, 等, 2015. 强对流天气监测预报预警技术进展[J]. 应用气象学报, 26(6): 641-657. Zheng Y G, Zhou K H,
404 Sheng J, et al, 2015. Advances in techniques of monitoring, forecasting and warning of severe convective weather[J]. J Appl Meteor
405 Sci, 26(6): 641-657 (in Chinese).
406 支树林, 许东蓓, 潘赫拉, 等, 2021. 陕西汉中及其周边地区对流活动的雷达气候特征分析[J]. 干旱气象, 39(4): 620-630. Zhi S L,
407 Xu D B, Pan H L, et al, 2021. Analysis on radar climatic characteristics of convective activities in and around Hanzhong areas in
408 Shaanxi province[J]. J Arid Meteor, 39(4): 620-630 (in Chinese).
409 朱海斌, 杨婧, 纪晓玲, 等, 2023. 宁夏北部暖季对流风暴雷达气候学特征分析[J]. 气象, 49(9): 1085-1096. Zhu H B, Yang J, Ji X L,
410 et al, 2023. Radar climatic characteristics of convective storms during warm-season in northern Ningxia[J]. Meteor Mon, 49(9):
411 1085-1096 (in Chinese).
412 Ahijevych D A, Carbone R E, Davis C A, 2003. Regional-scale aspects of the diurnal precipitation cycle[C]//Proceedings of the 31st
413 International Conference on Radar Meteorology. Seattle: American Meteorological Society.
414 Ahijevych D A, Davis C A, Carbone R E, et al, 2004. Initiation of precipitation episodes relative to elevated terrain[J]. J Atmos Sci,
415 61(22): 2763-2769.
416 Banta R M, Schaaf C B, 1987. Thunderstorm genesis zones in the Colorado Rocky Mountains as determined by traceback of
417 geosynchronous satellite images[J]. Mon Wea Rev, 115(2): 463-476.

418 Bentley M L, Ashley W S, Stallins J A, 2010. Climatological radar delineation of urban convection for Atlanta, Georgia[J]. *Int J Climatol*,
419 30(11): 1589-1594.

420 Carbone R E, Tuttle J D, 2008. Rainfall occurrence in the U.S. warm season: the diurnal cycle[J]. *J Climate*, 21(16): 4132-4146.

421 Carbone R E, Tuttle J D, Ahijevych D A, et al, 2002. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes[J]. *J*
422 *Atmos Sci*, 59(13): 2033-2056.

423 Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al, 2012. Diurnal variations in convective storm activity over contiguous North China during the warm
424 season based on radar mosaic climatology[J]. *J Geophys Res Atmos*, 117(D20): D20115.

425 Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al, 2014a. Diurnal evolution and distribution of warm-season convective storms in different prevailing
426 wind regimes over contiguous North China[J]. *J Geophys Res Atmos*, 119(6): 2742-2763.

427 Chen X C, Zhao K, Xue M, 2014b. Spatial and temporal characteristics of warm season convection over Pearl River Delta region, China,
428 based on 3 years of operational radar data[J]. *J Geophys Res Atmos*, 119(22): 12447-12465.

429 Chen X C, Zhao K, Xue M, et al, 2015. Radar-observed diurnal cycle and propagation of convection over the Pearl River Delta during
430 Mei-Yu season[J]. *J Geophys Res Atmos*, 120(24): 12557-12575.

431 Dixon M, Wiener G, 1993. TITAN: thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting—a radar-based methodology[J]. *J*
432 *Atmos Ocean Technol*, 10(6): 785-797.

433 Haberlie A M, Ashley W S, Fultz A J, et al, 2016. The effect of reservoirs on the climatology of warm-season thunderstorms in Southeast
434 Texas, USA[J]. *Int J Climatol*, 36(4): 1808-1820.

435 Johnson J T, MacKeen P L, Witt A, et al, 1998. The Storm cell identification and tracking algorithm: an enhanced WSR-88D algorithm [J].
436 *Wea Forecasting*, 13(2): 263-276.

437 Kottmeier C, Kalthoff N, Barthlott C, et al, 2008. Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS[J]. *Meteor Z*,
438 17(6): 931-948.

439 Kuo J T, Orville H D, 1973. A radar climatology of summertime convective clouds in the Black Hills[J]. *Appl Meteor Climatol*, 12(2):
440 359-368.

441 Lang T J, Ahijevych D A, Nesbitt S W, et al, 2007. Radar-observed characteristics of precipitating systems during NAME 2004[J]. *J*
442 *Climate*, 20(9): 1713-1733.

443 Lock N A, Houston A L, 2015. Spatiotemporal distribution of thunderstorm initiation in the US Great Plains from 2005 to 2007[J]. *Int J*
444 *Climatol*, 35(13): 4047-4056.

445 Murray J C, Colle B A, 2011. The spatial and temporal variability of convective storms over the Northeast United States during the warm
446 season[J]. *Mon Wea Rev*, 139(3): 992-1012.

447 Niyogi D, Pyle P, Lei M, et al, 2011. Urban modification of thunderstorms: an observational storm climatology and model case study for
448 the Indianapolis urban region[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 50(5): 1129-1144.

449 Rowe A K, Rutledge S A, Lang T J, et al, 2008. Elevation-dependent trends in precipitation observed during NAME[J]. *Mon Wea Rev*,
450 136(12): 4962-4979.

451 Tucker D F, Crook N A, 2005. Flow over heated terrain. Part II: generation of convective precipitation[J]. *Mon Wea Rev*, 133(9):
452 2565-2582.

453 Wallace J M, 1975. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States[J]. *Mon Wea Rev*,
454 103(5): 405-419.

455 Weckwerth T M, Wilson J W, Hagen M, et al, 2011. Radar climatology of the COPS region[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(S1): 31-41.

456

457

458

459

460

461

462

463

464

465

466

467