



北京大学

# 博士研究生学位论文

题目： 卫星与雷达上对流触发  
前兆信号的统计特征

姓 名： 黄亦鹏

学 号： 1301110224

院 系： 物理学院

专 业： 大气物理学与大气环境

研究方向： 大气辐射与大气遥感

导师姓名： 李万彪 副教授

二〇一八年五月

## 版权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经本论文作者同意，不得将本论文转借他人，亦不得随意复制、抄录、拍照或以任何方式传播。否则，引起有碍作者著作权之问题，将可能承担法律责任。

## 摘要<sup>1</sup>

对流系统及其引发的灾害天气对人类的生命和财产安全构成了严重威胁。对流系统的初始形成过程——对流触发（CI），是对流临近预报中十分关键却充满挑战的环节。CI 发生前，高时空分辨率的静止气象卫星和天气雷达分别能够有效观测到新生积云快速发展（CI 卫星信号）和边界层辐合线（边界），对 CI 发生有重要指示作用。本文对这两类 CI 前兆信号的分布和变率进行了统计研究，总结了 CI 前兆信号与 CI 发生的时空关系，以期有助于 CI 的定时定点预报。

结合中国业务静止气象卫星 FY-2E 和雷达拼图，本文设计了一种半自动识别方法，首次对中国中东部这种典型季风气候区的 CI 卫星信号进行了长时间、大范围的统计研究。研究表明，CI 卫星信号集中形成于午后，并倾向于出现在山区、水域和山水交界区等不均一地形区。从五月到八月随着季风系统北进，CI 卫星信号显著增加，其高发区从干燥的西北高原山地转移到了湿润的东南丘陵平原。本文进一步定量考察了不同对流环境下 CI 卫星信号相对于 CI 雷达回波的提前量和积云发展之间的关系。整体上，提前量在太阳辐射较强的中午前到下午最长。夜间和清晨红外图像上早期积云和地表冷背景难以区分，导致信号识别延迟、提前量缩短。平均提前量逐月下降，但从近海、平原、丘陵、山地到高原随地形海拔增加而增加。一方面，受季风影响，暖雨过程从五月到八月增多，尤其在近海和平原，导致提前量缩短；另一方面，基于卫星多光谱信息发现，积云发展从五月到八月和从高原、山地到丘陵都持续加快，使得积云更快发展到 CI 阶段，造成提前量缩短。

基于五年雷达基数据，本文揭示了夏季中国河套地区绿洲、沙漠、山地、高原和河流并存的复杂下垫面下边界及其引发对流的统计特征。河套地区每月平均观测到 22 条边界。受热力环流影响，在沙漠等干旱地区出现的边界明显多于绿洲。边界的平均生命期为 5 小时，主要形成于白天太阳辐射较强的时段，午后有最多边界发展到其最大长度的成熟阶段，日落后大量边界开始消散。边界最大长度平均为 86 千米。约有 44% 的边界引发了对流，其 CI 阶段紧随成熟阶段（约在边界形成后 2.5 个小时）。引发 CI 的边界通常具有形成较早、在中午前后成熟并引发 CI、以东—西和东北—西南走向为主、朝东北和东面移动且速度较快等特征。探空观测有助于判断边界能否引发 CI。边界引发对流集中在沙漠到高原、低地到高地、干土壤到湿土壤的过渡带，且整体偏向高湿度一侧，其位置会随土壤湿度变动。引发首个弱对流回波的边界，一般会在 30 分钟之后才开始引发显著的对流降水。

关键词：对流触发，卫星信号，边界层辐合线，提前量，复杂下垫面

<sup>1</sup> 本研究得到国家 973 计划（2013CB430104）和国家自然科学基金（41425018）资助。



# Statistical Study on Precursor Signals of Convection Initiation in Satellite and Radar Observations

Yipeng Huang (Atmospheric Physics and Atmospheric Environment)

Directed by Professor Wanbiao Li

## ABSTRACT

Convective storms and associated disastrous weather phenomena have long been known as a severe threat to human lives and properties. Being the process that leads to the initial formation of a convective storm, convection initiation (hereafter, CI) is the most crucial and challenging aspect in operational convection nowcasting. With high temporal and spatial resolutions, observations from geostationary meteorological satellites and weather radars can respectively reveal the rapid growth of newborn cumulus clouds (hereafter, satellite-derived CI signals) and boundary-layer convergence lines (hereafter, boundaries) before CI processes. These satellite- and radar-observed signals are important precursors to CI processes. This study conducts statistical surveys of these CI precursor signals to obtain their distribution and variability, and furthermore, their temporal and spatial relationships with CI processes. The findings in this study are expected to help more accurate CI nowcasting in time and place.

By the combination of measurements from the Chinese operational geostationary satellite FY-2E and radar mosaics, a semiautomated method is performed to pioneer a long-term, widespread statistical survey of satellite-derived CI signals over central eastern China, a typical monsoon climate regime. Results show that the formation of these satellite-derived CI signals peaks in the early afternoon and occurs with high frequency in areas with remarkable terrain inhomogeneity (e.g., mountain, water, and mountain-water areas). Associated with the northward migration of monsoon system, the high signal frequency areas shift from northwest dry highlands in early summer to southeast humid lowlands in midsummer along with an increasing monthly mean frequency. Moreover, the relationship between the lead time of satellite-derived CI signals relative to radar-derived CI signatures and the cloud development derived from satellite-detected multispectral information in different convective environments are explored. The satellite-derived CI signals tend to have longer lead time in the late morning and afternoon than in the early morning and night. During the early morning and night, the distinction between cloud top signatures and background terrestrial radiation becomes less apparent, resulting in delayed

identification of the signals and thus short and even negative lead times. A decline in the lead time is observed from May to August, likely due to the increasing cloud growth rate and warm-rain processes. Results show increasing lead times with increasing landscape elevation, likely due to more warm-rain processes over the coastal sea and plain, along with a decreasing cloud growth rate from hill and mountain to the plateau.

Based on five years of radar reflectivity data, the general features of boundaries and associated convective precipitation are examined in summertime Hetao area, China, in which the underlying surface conditions is highly heterogeneous with oasis, deserts, mountains, plateau, and rivers. On average, there are 22 boundaries monthly in Hetao area. Due to the impact of thermal circulations, the occurrence of boundaries is dominantly more frequent over arid areas like deserts than oasis. The boundaries have a mean lifetime of five hours, they mainly form in the daytime with strong solar heating, then reach the mature stage with their maximum length in the early afternoon, and finally dissipate after sunset. In the mature stage, the mean maximum length of all boundaries is 86 km. There are about 44% of the boundaries leading to CI at the time right after their mature stages, that is, 2.5 hours after their formation as a whole. The CI-associated boundaries tend to form earlier in the morning, reach mature stage and initiate convection in the midday and early afternoon, and have more east–west and northeast–southwest orientations, and northeastward and eastward motions at a higher speed. It is helpful to determine if boundaries would lead to convection by combining sounding data. The boundary-associated convective precipitation concentrates in the transition zone from the desert to the plateau, from lowlands to highlands, and from dry soil to wet soil. The high precipitation frequency area prefers the moister side and varies with soil humidity. In general, the boundaries that initiate the first weak convective echo will begin to produce heavy convective precipitation until 30 minutes later.

**KEY WORDS:** Convection Initiation, Satellite-derived Signals, Boundary-layer Convergence Lines, Lead Time, Heterogeneous Underlying Surface

## 目录

第一章 引言 .....	1
1.1 研究意义 .....	1
1.2 国际上对流触发的研究进展 .....	3
1.2.1 对流触发研究进展概述 .....	3
1.2.2 基于卫星观测的对流触发研究 .....	6
1.2.3 基于雷达观测的对流触发研究 .....	8
1.3 中国对流触发的研究进展 .....	10
1.4 国内外对流触发的研究局限 .....	11
1.5 研究目的和内容 .....	13
1.6 论文结构 .....	13
第二章 数据与方法 .....	15
2.1 对流触发卫星信号研究中使用的数据 .....	15
2.1.1 FY-2C/E 卫星数据 .....	15
2.1.2 雷达拼图 .....	16
2.1.3 辅助数据 .....	17
2.2 对流触发卫星信号的识别方法 .....	18
2.2.1 孤立对流触发事件的定义 .....	18
2.2.2 对流触发卫星信号的识别 .....	18
2.2.3 对流触发卫星信号的统计代表性分析 .....	23
2.3 边界层辐合线研究中使用的数据 .....	23
2.3.1 雷达基数据 .....	23
2.3.2 MODIS 产品 .....	24
2.3.3 辅助数据 .....	24
2.4 边界层辐合线及其引发对流的雷达识别方法 .....	25
2.4.1 边界层辐合线的定义 .....	25
2.4.2 边界层辐合线引发对流的定义 .....	25
2.4.3 边界层辐合线及其引发对流的识别 .....	25
2.5 本章小结 .....	27
第三章 对流触发卫星信号的分布和变率特征 .....	28
3.1 对流触发卫星信号的分布特征 .....	28

3.1.1	地理分布 .....	28
3.1.2	日分布 .....	31
3.1.3	月分布/季内分布 .....	32
3.1.4	分布统计结果的年际检验 .....	35
3.2	对流触发卫星信号提前量的变率特征 .....	36
3.2.1	日变化 .....	37
3.2.2	月变化/季内变化 .....	38
3.2.3	地形变化 .....	40
3.3	本章小结 .....	41
第四章 对流触发卫星信号的多光谱统计特征 .....		43
4.1	多光谱的分布和相关性分析 .....	43
4.1.1	不同阶段关注场的数值分布 .....	43
4.1.2	关注场相关性 .....	47
4.2	多光谱的变率特征分析 .....	49
4.2.1	强度变化 .....	49
4.2.2	日变化 .....	52
4.2.3	月变化/季内变化 .....	52
4.2.4	地形变化 .....	54
4.3	本章小结 .....	56
第五章 边界层辐合线及其引发对流的雷达统计特征 .....		58
5.1	边界层辐合线的分布特征 .....	59
5.1.1	年月分布 .....	59
5.1.2	空间分布 .....	60
5.1.3	日分布 .....	62
5.1.4	持续时间分布 .....	63
5.1.5	最大长度分布 .....	64
5.1.6	移动特征分布 .....	65
5.2	引发对流的边界层辐合线与未引发对流的边界层辐合线的对比 .....	66
5.2.1	形成阶段 .....	66
5.2.2	成熟阶段 .....	67
5.2.3	移动特征 .....	69
5.2.4	对流参数 .....	69
5.3	边界层辐合线引发对流的分布与变率 .....	72



5.3.1 对流总体分布 .....	72
5.3.2 月分布 .....	73
5.3.3 区间分布 .....	75
5.4 本章小结 .....	77
第六章 总结与展望 .....	79
6.1 总结 .....	79
6.2 论文创新点 .....	80
6.2 存在的问题及展望 .....	81
参考文献 .....	82
攻读博士学位期间发表的论文 .....	90
致谢 .....	91
北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明 .....	92



## 第一章 引言

### 1.1 研究意义

对流系统是一种由于大气强烈的上升运动导致、产生于积雨云的天气系统。从形成、发展、成熟到消亡，对流系统的水平空间尺度通常为数公里（km）到数百公里，生命期（life cycle）为数分钟（min）到数十小时（h），在气象学中属于中小尺度天气现象（Markowski and Richardson, 2010）。对流触发（简称 CI, convection initiation, 或称对流初生），指的是对流系统的初始形成过程（Ziegler, 2014）。定量上，CI 通常被定义为雷达首次探测到对流降水回波超过某一强度（如 35dBZ）的过程（Muller et al., 2003; Roberts and Rutledge, 2003; Mecikalski and Bedka, 2006; Walker et al., 2012; Mecikalski et al., 2015）。

CI 过程表明了对流系统的启动，是整个对流系统生命期中的关键环节。在 CI 过程之后，普通的局地对流系统开始引发显著的降水，对农业种植和日常出行（如航空运输）产生重要影响。同时，CI 过程也能作为早期的对流核心，进一步组织发展成为超级单体（supercell）和中尺度对流系统（简称 MCSs, mesoscale convective systems）等强对流系统。强对流系统时常伴随着暴雨、雷电、大风、冰雹和龙卷等灾害天气，对人类的生命和财产安全构成了严重的威胁。据美国国家海洋和大气局（NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration）国家环境信息中心（National Centers for Environmental Information）统计，近十年来（2007–2017 年）美国因强对流灾害天气至少造成 1430 亿美元的财产损失和 941 人的人员伤亡。而在我国，以 2015 年为例，局地强对流引发的灾害共造成农作物受灾面积 291.8 万公顷，621 人死亡，直接经济损失 322.7 亿元（中国气象灾害年鉴, 2016）。把握 CI 过程是成功预报强对流系统及其引发灾害天气的根本。综上，无论从日常业务需求还是防灾减灾角度出发，准确的 CI 短时临近预报（nowcasting, 即 0–2h 预报）一直是天气预报领域关注的重点之一（余小鼎 等, 2012; 孙继松 等, 2012; Kain et al., 2013）。

然而，CI 过程同时是对流临近预报中最具挑战性的环节。当对流系统组织、发展到一定阶段时，借助当前较为成熟的外推和追踪技术，例如，基于雷达的 TREC 技术（Rinehart and Garvey, 1978）、TITAN 系统（Dixon and Wiener, 1993）和 SCIT 算法（Johnson et al., 1998），以及基于卫星的 ForTraCC 算法（Vila et al., 2008）和 Cb-TRAM 系统（Zinner et al., 2008）等，可以对其发展趋势进行比较准确的把握从而达到有效预报。而 CI 过程，实质上是一个从无到有的对流新生过程，受下垫面和多尺度过程相互作用的复杂影响，具有明显的突发性、局地性和非线性等特征。目前，对 CI 过程的预

报主要是利用地面和探空常规观测诊断对流前的天气尺度背景场，从而对某一范围 CI 发生进行潜势预报。但由于常规观测的观测密度有限，加之对 CI 相关物理机制的了解匮乏，定时定点的 CI 精细化临近预报如今仍然是一个严峻的挑战。

从高时空分辨率的观测中寻找具体的 CI 前兆信号 (precursor signals) 是进行 CI 精细化临近预报的重要途径。在积雨云形成并产生显著降水达到 CI 雷达回波定义之前，对流过程通常处于积云快速垂直发展的阶段 (Byers and Braham, 1949)。高时间分辨率 (时间间隔小于 1 h) 的地球同步轨道静止 (geostationary) 气象卫星 (简称静止气象卫星) 能够从云顶的角度有效地捕捉到新生积云快速发展信号。该信号往往先于 CI 过程有一定的提前量 (lead time)，因此适用于 CI 临近预报 (Roberts and Rutledge, 2003)。此外，相比于卫星观测到的 CI 前积云信号，天气雷达有可能观测到更早的 CI 前兆信号。这是由于对流过程中积云的形成通常是由于边界层湿空气的辐合抬升导致的。而边界层中线状的空气辐合带，即边界层辐合线 (boundary-layer convergence lines)，时常在天气雷达图上呈现为窄带 (fine line) 回波。这些回波一般为昆虫、鸟群或沙尘等晴空回波 (Wilson et al., 1994)，静止气象卫星难以有效观测。由于积云和 CI 过程倾向于在边界层辐合线附近生成，因此雷达观测到的边界层辐合线同样对 CI 发生具有重要的指示意义 (Wilson and Schreiber, 1986)。观测到的 CI 前兆信号直接可靠，适用于对流业务预报系统，如美国国家大气研究中心 (NCAR, National Center for Atmospheric Research) 发展的 Auto-Nowcaster 系统 (automated convective storm nowcast system; Muller et al., 2003)。实践表明，CI 前兆信号能够有效改善定时定点的 CI 精细化临近预报 (Roberts and Rutledge, 2003; Roberts et al., 2012)。

本文将对静止气象卫星观测到的新生积云快速发展信号 (简称 CI 卫星信号) 和天气雷达观测到的边界层辐合线 (简称边界<sup>2</sup>) 两类 CI 前兆信号进行统计特征研究。在 CI 卫星信号研究中，本文选取了我国人口密度最大、对流系统频发 (如, Meng et al., 2013; Zheng et al., 2013) 的中国中东部地区进行研究。而在边界研究中，鉴于不均一下垫面造成的边界是众多边界中较常见的一种，本文选取了具有高度复杂下垫面的中国河套地区进行边界特征的考察。此外，选取该地区的另一个原因是中国中东部地区很多长生命期的强对流系统起源自河套地区。对 CI 前兆信号的特征进行统计研究，有助于总结 CI 前兆信号的分布和变化规律，发掘 CI 前兆信号和 CI 过程的时空关系。基于此，本文研究以期能够加深对 CI 过程的理解，促进中国地区 CI 临近预报能力的提升。

---

<sup>2</sup> 在英文文献中，boundary-layer convergence lines 常被简称为 boundaries。本文相应地将边界层辐合线简称为边界以便于后续讨论。

## 1.2 国际上对流触发的研究进展

### 1.2.1 对流触发研究进展概述

国际上 CI 领域的研究致力于全面深刻理解 CI 相关物理机制和过程，与此同时，通过模式和观测手段改善 CI 的短时临近预报技术。

CI 相关物理机制和过程的研究可以追溯到 20 世纪 40 年代美国的“雷暴”探测计划 (Thunderstorm Project)。Byers and Braham (1949) 通过在此计划中对孤立、分散单块积云的观测，认为一个普通对流单体 (ordinary cell, 或称雷暴单体) 的生命期可以分为三个阶段 (图 1.1): a) 上升气流 (由低层湿空气辐合形成) 主导, 由淡积云向浓积云发展的积云阶段 (cumulus stage, 又称形成阶段或发展阶段); b) 开始出现降水和下沉气流, 从浓积云到积雨云过渡的成熟阶段 (mature stage); 和 c) 下沉气流主导, 上升气流被切断的消散阶段 (dissipating stage)。利用地面数据, Byers and Braham (1949) 发现, 在成熟阶段出现降水前的 20–30 min 观测到的低层辐合区, 为对流的发生发展创造了有利的条件。

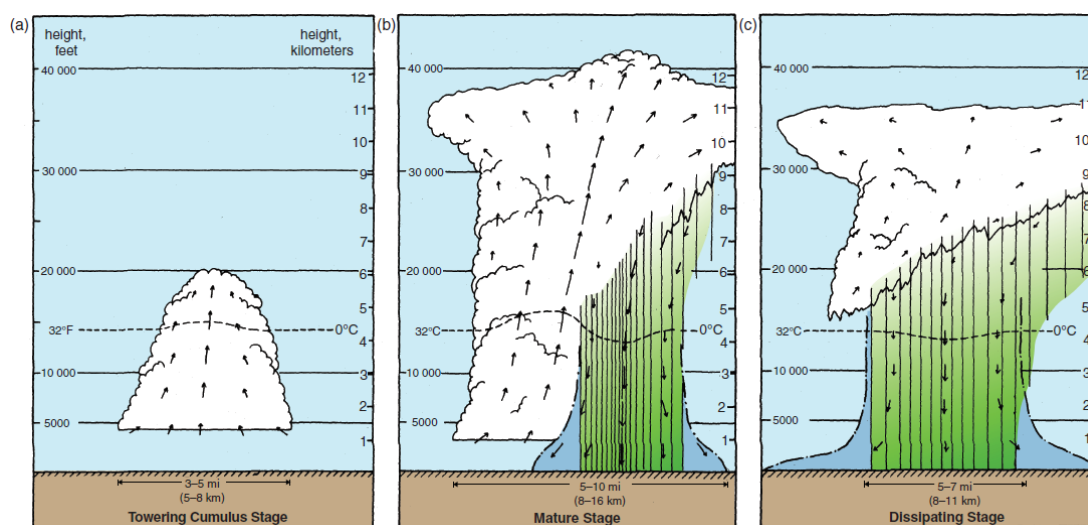


图 1.1 普通对流单体 (或雷暴单体) 生命期的三个阶段: (a) 积云阶段、(b) 成熟阶段和 (c) 消亡阶段, 转引自 Markowski and Richardson (2010)。

Doswell (1987) 指出, CI 过程的发生需要达到足够的水汽、不稳定能量和抬升机制三个条件。水汽不仅是对流过程中成云致雨的原料, 其垂直分布和相态变化也能改变大气的稳定度。而不稳定能量, 常用对流有效位能 (CAPE, convective available potential energy) 表示, 是气块达到自由对流高度 (LFC, level of free convection) 后获得浮力维持上升运动的必要条件。抬升机制则是起到帮助气块克服对流抑制能量 (CIN, convective inhibition) 到达 LFC 的作用。Doswell (1987) 的研究结果进一步表明, 直

接触发对流的抬升机制主要由中尺度过程提供，而大尺度过程主要是促进形成更有利于 CI 发生的热力学环境，通常不直接导致 CI。触发对流的中尺度抬升包括边界、中尺度地形和中尺度重力波，其中边界包括例如对流系统的出流边界（outflow boundaries, 又称阵风锋, gust fronts）、干线（drylines）、海风锋（sea-breeze fonts）和水平对流卷（horizontal convective rolls）等。CI 发生的三个条件被广泛运用于后续 CI 的分析和预报中（Johns and Doswell, 1992）。

20 世纪末以来，国际上（主要是北美和欧洲地区）开展了一系列包含 CI 过程在内的对流天气外场研究（field studies）（详见表 1.1）。这些外场研究为深入理解不同地形和对流环境作用下 CI 发生的物理机制和过程做出了贡献，同时为后续 CI 研究提供了丰富的数据集。CI 外场研究中，在美国南部大平原（the U.S. southern Great Plains）开展的 IHOP\_2002 计划（Weckwerth et al., 2004）是较为著名的。在 IHOP\_2002 计划的背景下，Weckwerth and Parsons（2006）综述了美国南部大平原不同类型边界对 CI 过程的作用。基于 IHOP\_2002 计划中收集的 CI 事件样本，Wilson and Roberts（2006）从观测和模拟的角度得出，和地面辐合有关的地基（surface-based）CI 事件通常发生在下午和傍晚，而和地面辐合无关的高架（elevated）CI 事件则主要在夜间发生。

表 1.1 包含 CI 研究在内的主要外场研究，部分引自 Geerts et al.（2017）。

简称	名称	年份	地点	地形	文献
<b>CINDE</b>	The Convection Initiation and Downburst Experiment	1987	美国科罗拉多州丹佛	山地到平原	Wilson et al. (1988)
<b>CaPE</b>	The Convection and Precipitation/Electrification Experiment	1991	美国佛罗里达州	沿海	Wilson and Megenhardt (1997)
<b>IHOP_2002</b>	The International H <sub>2</sub> O Project 2002	2002	美国南部大平原	平原	Weckwerth et al. (2004)
<b>CSIP</b>	The Convective Storm Initiation Project	2004 2005	英格兰南部	山地 沿海	Browning et al. (2007)
<b>CuPIDO</b>	The Cumulus Photogrammetric, In Situ, and Doppler Observations	2006	美国亚利桑那州斯塔卡特岭娜山	沙漠平原到山地	Damiani et al. (2008)
<b>COPS</b>	The Convective and Orographically Induced Precipitation Study	2007	法国东部和德国西北部	复杂山地	Wulfmeyer et al. (2008)
<b>UNSTABLE</b>	The Understanding Severe Thunderstorms and Alberta Boundary Layers Experiment 2008	2008	加拿大亚伯达省落基山麓	山地到平原	Taylor et al. (2011)
<b>PECAN</b>	The 2015 Plains Elevated Convection At Night Field Project	2015	美国大平原地区	平原	Geerts et al. (2017)

对 CI 相关物理机制和过程的研究很大程度上推动了 CI 短时临近预报技术的发展。高分辨率的数值天气预报 (NWP, numerical weather prediction) 模式, 随着其格点间隔的不断减小, 常常被用于预报 CI 发生的时间和位置 (如, Trentmann et al., 2009)。然而, 由于影响 CI 发生的许多关键过程如太阳加热、积云发展和边界层过程等很难被 NWP 模式解析, 使用 NWP 模式研究和预报 CI 受到了诸多限制 (如, Zhang et al., 2006)。

无论是 CI 物理过程研究, 还是 CI 临近预报技术, 其进展很大程度上取决于观测资料的可用性。地面观测和探空 (radiosonde) 资料能够有效地描述大气的对流前条件 (pre-convective conditions), 常常被用于 CI 的潜势预报和研究中 (Mueller et al., 1993; Banacos and Schultz, 2005)。但是, 这两种常规观测通常空间分布稀疏、覆盖有限 (参考图 1.2 中我国探空站分布), 且探空的常规观测一天只有两次, 许多 CI 相关的中小尺度过程并不能被有效捕捉。因此, 使用地面和探空观测研究和预报 CI 存在诸多不便。

相比于地面和探空观测, 雷达和卫星 (特别是静止气象卫星) 观测拥有较高的时间 (min 到 h 级别)、空间 (km 级别) 分辨率和较为完整的空间覆盖 (参考图 1.2 中我国业务天气雷达站点分布和静止气象卫星空间覆盖), 在 CI 研究和预报中得到了广泛的运用。以下两节 (1.2.2 和 1.2.3) 分别从卫星和雷达观测的角度综述国际上 CI 相关研究进展。

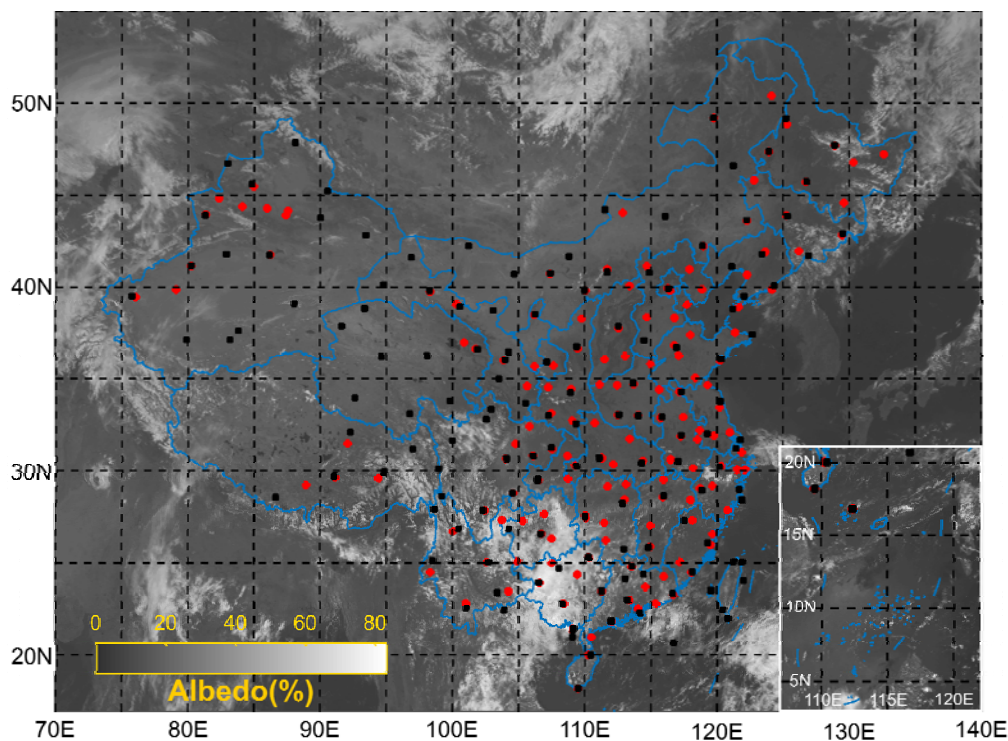


图 1.2 我国探空 (黑色方块) 和业务天气雷达 (红色圆点) 站点空间分布, 及静止气象卫星的空间覆盖示意图 (以我国业务静止气象卫星风云 2E 获取的 2010 年 5 月 1 日北京时间 1200 点的 VIS 图像为例)

### 1.2.2 基于卫星观测的对流触发研究

有效地使用卫星观测研究 CI 的重要前提是：积云快速发展信号能够被卫星及时捕捉，并进行提取和量化分析。低轨道（low earth orbit）卫星，如热带降雨测量任务（TRMM, Tropical Rainfall Measurement Mission）卫星，虽然能够提供更高空间分辨率的云图，并搭载主动遥感仪器如测雨雷达（precipitation radar），常用于不同阶段，不同类型对流的研究中（如，Schumacher and Houze, 2003; Zipser et al., 2006; Liu et al., 2008; Xu, 2013; Houze et al., 2015）；但其提供的图像间隔太长，无法对同一个对流过程中的积云发展过程进行连续监测。因此，用于研究 CI 的卫星主要是指具有高时间分辨率的静止气象卫星。而基于卫星的 CI 预报更要求卫星观测数据能及时传回并进行近实时（near real-time）处理。

基于卫星的 CI 研究和预报进展很大程度上取决于卫星性能（satellite capability），特别是静止气象卫星性能的不断提高。国际上使用卫星研究对流已经有大约 50 年的历史，期间卫星的探测能力得到了逐步的提升。20 世纪 60 年代中期到 70 年代早期，美国的应用技术卫星（ATS, Applications Technology Satellites）开始被用于对流风暴的分析（Fujita et al., 1969; Parmenter, 1970; Ninomiya, 1971a; 1971b）。之后，性能进一步提升的卫星和仪器，如地球静止环境业务卫星（GOES, Geostationary Operational Environmental Satellite; Mecikalski and Bedka, 2006）、先进型甚高分辨辐射仪（AVHRR; Advanced Very High Resolution Radiometer; Azorin-Molina et al., 2009）、中分辨率成像光谱仪（MODIS, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; Yuan and Li, 2010）、欧洲气象卫星 Meteosat（Bennartz and Schroeder, 2012）及其二代卫星（MSG, Meteosat Second Generation; Siewert et al., 2010）等，被广泛地投入对流业务运用。到现如今，已经发射或者计划中的新一代地球静止轨道气象卫星，如日本的 Himawari-8（Bessho et al., 2016）、美国的 GOES-R（Schmit et al., 2005）和欧洲的 Meteosat 三代卫星（MTG, Meteosat Third Generation; Grandell and Stuhmann, 2007），设计配置更高时空分辨率的探测器，同时拥有的探测通道也有所增加。不断提升的卫星探测能力为 CI 这种中小尺度天气过程的观测研究提供了光明的前景，使得 CI 的短时临近预报也更加的准确。

基于不同时期但持续发展的卫星性能，国际上开展了许多 CI 相关的研究工作。得益于研究方法的发展，卫星 CI 方面的研究成果大致可以总结为三个方面：

#### （1）基于可见光图像

高分辨率的可见光（VIS, visible）图像被运用于观察边界对 CI 过程的作用。Purdum（1976, 1982）开创性地利用 GOES 提供的 VIS 图像对中尺度过程进行分析发现：VIS 图像上可以观察到地形（海岸线，河岸线等）引起的线状云或已存在对流系统所产生的弧状云。这些线（弧）状云被称为边界。边界的相互作用大大地增加了新生对流的



触发几率。Purdom and Marcus (1982) 进一步通过 VIS 图像研究表明, 美国西南部 73% 的午后对流形成于雷暴出流边界的交叉点上。相关研究工作也论证并发展了 VIS 图像上边界对 CI 过程的重要作用 (如, Matthews, 1981; Weaver and Nelson, 1982)。

连续的 (静止轨道的) VIS 图像同时也广泛地用于研究不同下垫面和对流环境中 CI 前积云的发展演变行为。Banta and Barker Schaaf (1987) 和 Barker Schaaf et al. (1988) 在 GOES 提供的连续 VIS 图像上对美国西部科罗拉多洛基山脉 (Colorado Rocky Mountains) 的山地对流进行后向追踪, 直至对流云的触发位置 (initiation sites)。他们的研究发现, 山地对流的触发位置倾向于聚集在特定的地理位置或称为“起源地带 (genesis zones)”, 并与山地的环境风有关。Lima and Wilson (2008) 则通过 30 min 间隔的 VIS 图像发现, 热带亚马逊西南地区 (southwest Amazon) 的对流在 CI 前常常会出现环状积云 (cloud rings) 的特征, 对该地区的 CI 发生具有重要的指示意义。

### (2) 基于单一红外通道数据

使用卫星资料直接对 CI 进行定量研究最开始主要是基于~10.8 微米 ( $\mu\text{m}$ ) 的红外 (IR, infrared) 窗区通道亮度温度 (简称亮温, brightness temperature) 数据。Roberts and Rutledge (2003) 通过对美国科罗拉多州东部积云发展个例的卫星和雷达观测比对发现: 对流发展前卫星探测到的积云快速发展信号, 即云顶亮温低于冰点 (云顶高度高于冻结高度) 且出现较大的云顶降温率 (cloud-top cooling rate), 相比于使用雷达探测到的显著回波信号 (35 dBZ) 约有 30 min 的提前量。积云云顶降温率与积云能否发展成对流系统的显著相关性成为了之后许多卫星研究和预报 CI 工作的重要基础。法国气象局 (Meteo-France) 开发的 RDT (Rapid Development Thunderstorm) 算法就是基于对流云通常具有较大亮温梯度和云顶降温率的时空特征来对包括部分 CI 过程在内的快速发展对流过程进行检测的 (Morel et al., 2002; Autones and Moisselin, 2010)。此外, 目前美国用于 CI 业务预报的两种卫星算法之一——UWCI (University of Wisconsin Convective Initiation) 算法 (Sieglaff et al., 2011) ——也是通过在设置多个云顶降温率检测的基础上构建起来的。UWCI 算法得到的云顶降温率在 Hartung et al. (2013) 的工作中与雷达观测到的对流回波强度得到了进一步的相互比对。使用单一红外通道亮温数据对 CI 相关积云发展过程进行研究的方法具有昼夜可用、在不同卫星平台上可移植性强的优点。

### (3) 基于多光谱信息

卫星探测通道的增加使得多光谱 (multispectral) 方法在卫星 CI 的研究中得以运用, 更多 CI 相关的特征和信息在卫星上得以发掘。通过加工组合 GOES 上不同 IR 通道亮温数据, Mecikalski and Bedka (2006) 提出用于描述对流云性质、发展和演变的 8 个 IR 指示器, 将其称为“关注场 (interest field)”。八个关注场是 Mecikalski and Bedka (2006) 工作中实现 CI 短时临近预报的基本工具, 通过对 8 个关注场设置阈值并进行合理评估

(Mecikalski et al., 2008), 可以达到在 CI 前 30–45 min 对 CI 进行准确预报的效果。Siewert et al. (2010) 利用 MSG 卫星所能提供的额外通道将 8 个关注场扩展为 19 个, 用于刻画 CI 过程中积云云顶高度、云顶冻结效应<sup>3</sup> (cloud-top glaciation) 和垂直发展强度等三种特征。Mecikalski et al. (2010a) 更是将关注场数目进一步扩展为 67 个, 并通过相关分析和主成分分析 (PCA, principal component analysis) 筛选出分别最能表征以上三种特征的 6 个、7 个和 8 个关注场。Mecikalski and Bedka (2006) 及其后续工作中多光谱分析 CI 的思想奠定了由美国国家航空航天局 (NASA, National Aeronautic and Space Administration)、NOAA 和美国国家科学基金会 (NSF, National Science Foundation) 共同资助研发的美国另一 CI 业务预报卫星算法——SATCAST (Satellite Convection Analysis and Tracking, 目前版本为 v2.0) 算法 (Walker et al., 2012)。近年来, 利用卫星多光谱信息进行 CI 研究越来越广泛。这些研究工作主要基于 GOES 和 MSG 卫星观测, 集中在美国 (如, Harris et al., 2010; Gambill and Mecikalski, 2011; Jewett and Mecikalski, 2013; Mecikalski et al., 2013; 2015) 和欧洲 (如, Mecikalski et al., 2010a; 2010b; Siewert et al., 2010; Merk and Zinner, 2013; Senf et al., 2015; Senf and Deneke, 2017) 地区。多光谱分析和预报 CI 的方法对卫星探测能力有较高的要求, 随着新一代静止气象卫星的发射, 该方法将得到推进和完善 (Lee et al., 2016)。

### 1.2.3 基于雷达观测的对流触发研究

雷达 (Radar, Radio detection and ranging), 尤其是地基的业务天气雷达, 自 20 世纪 50 年代以来一直是对包括对流天气在内的中尺度过程进行监测和预警的主要工具。美国在 20 世纪 90 年代建立了由 100 多部 WSR-88D (The Weather Surveillance Radar—1988 Doppler) 型多普勒雷达构成的新一代天气雷达网 (NEXRAD, the Next Generation Weather Radar)。之后, 中国、欧洲、日本、韩国和其他一些国家也开始进行了多普勒天气雷达的布网。多普勒天气雷达的业务布网, 有效地改善了强对流天气的临近预报水平 (余小鼎 等, 2012), 同时也为 CI 的研究和临近预报提供了有利的观测条件。对应于雷达观测到的两类回波, CI 研究可以总结为两部分: 1) 基于降水回波的 CI 定义及其气候统计研究; 2) 基于非降水回波 (或晴空回波) 的边界与 CI 关系研究。

#### (1) CI 定义及其气候统计

雷达资料在 CI 研究中的一个重要作用是从降水回波的角度提供了 CI 的量化定义。Haberlie et al. (2015) 总结了相关研究工作中所用的 CI 定义, CI 通常被定义为雷达首次探测到对流降水回波达到某一强度的过程。受不同观测设备、环境条件和研究目标的影响, 在不同研究工作中用于定义 CI 的回波阈值可能略有差异, 例如, 30 dBZ (Wilson

<sup>3</sup> 即过冷云滴向冰晶粒子的相态转变。

and Schreiber, 1986)、35 dBZ (Robert and Rutledge, 2003)、40 dBZ (Snively and Gallus, 2014) 等。其中, 35 dBZ 这一回波阈值的使用最为常见, 这是由于 Robert and Rutledge (2003) 曾经指出, 这种程度的降水和成熟积雨云的最终发展有很好的相关, 适用于 CI 研究。通过雷达降水回波强度定义 CI, 不仅为追踪和预报 CI 后续对流系统的发展提供了目标 (如在 TITAN 系统; Dixon and Wiener, 1993), 也为 CI 研究的定量描述和预报统一了标准。

基于天气雷达网, 许多研究使用雷达上的 CI 定义进行了 CI 的气候学统计。Weckwerth et al. (2011) 使用 2000–2006 年和 2008 年共八年的雷达反射率数据对 COPS 外场试验区域 (表 1.1) 夏季的 CI 和对流加强过程进行了统计研究。他们的雷达统计结果显示, CI 倾向于在山区形成和日变化的特征, 相比于 2007 年夏季 COPS 外场试验中得到的统计结果更加显著。Lock and Houston (2015) 结合雷达反射率数据和闪电数据对美国大平原地区 2005–2007 年的大量雷暴 CI 过程进行时空分布特征的统计分析时发现, 雷暴 CI 过程大量发生于显著地形附近和墨西哥湾 (the Gulf coast) 附近, 且其频率年变化在八月达到峰值, 一天之中则主要集中在当地正午前 2 h 到后 6 h 的时段内。Haberlie et al. (2015) 通过 1997–2013 年共 17 年的雷达组合反射率数据从气候统计的角度研究了美国东南部亚热带地区城市化对暖季雷暴 CI 过程的作用, 得出了 CI 事件在城市地区较周围乡郊地区更多发的结论。通过整合美国 20 年的雷达拼图数据, Fabry et al. (2017) 开展了包含 CI 过程在内较为全面的对流和降水气候学统计研究。近年来, 许多基于雷达的 CI 相关气候学研究也开展于比利时 (Goudenhoofd and Delobbe, 2013)、奥地利 (Kaltenboeck and Steinheimer, 2015) 和澳大利亚 (Peter et al., 2015) 等国家和地区, 为了解不同天气和对流环境下的 CI 分布特征和物理机制提供了概貌信息。

## (2) 边界与 CI 关系

雷达观测在 CI 研究中的另一个重要作用是用于研究晴空条件下边界与之后 CI 过程发生的关系, 从而为定时定点的 CI 临近预报提供前兆信息。Boyd (1965) 是较早从雷达上观测边界的研究之一。Boyd (1965) 发现海风锋和雷暴出流两条边界, 在雷达观测中表现为两条窄带回波, 它们的交叉作用似乎和积云发展存在关系。Koscielny et al. (1982) 通过个例研究指出单部多普勒雷达可以在云和对流发展前 2–3 h 提前观测到中尺度辐合区。Wilson and Schreiber (1986) 进一步明确, 看似随机发生的 CI 过程和雷达观测到的边界在位置上有很强的对应关系。他们统计得出, 美国科罗拉多洛基山以东地区约有 80% 的对流形成于雷达观测到的边界附近。后续研究也使用雷达观测了不同类型的边界如阵风锋 (Klingbeil et al., 1987)、干线 (Bluestein and Parker, 1993)、水平对流卷 (Fankhauser et al., 1995)、海风锋 (Wilson and Megenhardt, 1997; Koch and Ray, 1997) 和湖风锋 (Sill et al., 2011; Alexander et al., 2018) 与 CI 发生的关系。从雷达上观测边界, 不仅成为了许多对流临近预报技术的关键环节 (如, Wilson and Muller, 1993;

Mueller et al., 2003; Roberts et al., 2012), 也是许多工作使用模式研究 CI 物理机制的基础 (如, Crook and Klemp, 2000; Rousseau-Rizzi et al., 2017)。

### 1.3 中国对流触发的研究进展

我国在 CI 方面的研究起步较晚。近年来, 在一些科学试验, 如国家 973 计划“突发性强对流天气演变机理和监测预报技术研究 (OPACC; Observation, Prediction and Analysis of severe Convection of China)”项目 (Xue, 2016) 的支持下, 许多工作使用高分辨率数值模式开始对中国地区对流个例事件的触发机制机理进行研究。例如, Wang et al. (2016) 调研了安徽大别山梅雨季一次对流过程的触发机制, 总结了大别山地形动力和热力强迫在弱天气强迫环境下对 CI 过程发生的作用; Zhang et al. (2016) 通过研究浙江南部洞宫山脉地区一次飑线的 CI 过程发现, 携带东海丰富水汽的东南风和地形的辐合作用是造成此次 CI 过程的主要机制; Su and Zhai (2017) 对江淮地区一个 MCS 的触发机理进行了研究, 总结了江淮地区重力波和地面辐合线相互作用触发对流的概念模型。

始于 20 世纪 90 年代末, 我国也建成了与美国 NEXRAD 类似的新一代天气雷达网 (图 1.2)。基于此, 我国在借鉴国际相关工作的背景下也开展了一些涵盖 CI 过程在内的对流气候学雷达统计。韩雷等 (2009) 使用 2003–2007 年 5–8 月高时空分辨率的多普勒天气雷达三维体积扫描数据, 对京津及邻近地区暖季强对流风暴的气候分布特征, 包含其 CI 分布特征, 进行了统计分析。Chen et al. (2012) 通过对 2008–2011 年 6 部雷达的拼图数据进行统计, 重点研究了华北地区对流系统的日变化特征, 其中包含对 CI 过程的有关讨论。基于北京大兴和天津塘沽两部雷达 6 年 (2008–2013) 的数据, Wang et al. (2014) 运用 TITAN 算法对京津地区对流风暴的初生和发展进行了识别、追踪和研究, 并考察了该地区地表类型、天气流型等因素对 CI 时空分布的影响。其他雷达相关工作在研究我国某一类对流系统如飑线 (Meng et al., 2013) 和 MCSs (Zheng et al., 2013) 的气候学统计特征时, 也涉及和讨论了相应对流系统的 CI 统计特征。

在基于卫星的 CI 研究方面, 国内借鉴国际上较为成熟的 CI 卫星算法进行了一些尝试。可用于中国地区 CI 研究的静止气象卫星数据主要包括中国的风云二号 (FY-2, FengYun-2) 卫星数据和日本的 Himawari 系列 (包括 MTSAT 系列, 也即 Multifunctional Transport Satellite 系列)。刘京华等 (2012) 利用 MTSAT 卫星加密观测数据 (15 min 间隔), 对京津地区一次强对流天气 CI 过程进行预警试验, 检验了 Mecikalski and Bedka (2006) 工作中 8 个关注场的可移植性。试验表明, 经过适当的阈值修改, 8 个关注场可以有效地对京津地区的 CI 过程提前 30 min 进行预警, 且经 PCA 方法验证, 8 个关注场对预警 CI 都有重要作用。在此工作的基础上, 李五生等 (2014) 利用 30 min 分辨

率的 MTSAT-1R 卫星数据, 在目标云团对比的基础上通过调整 8 个关注场阈值, 对 2006–2007 年京津地区开展 17 日次 CI 预报试验并进行预报效果统计分析。结果表明: 该预报方法能够对 1 h 内的 CI 过程进行有效预报, 整体预报效果与 Mecikalski and Bedka (2006) 接近。在 UWCI 算法基础上, 徐慧 (2012) 利用 30 min 分辨率的 FY-2C 卫星数据, 对刘京华等 (2012) 中的同一个例进行 CI 预警试验。试验结果表明, 通过适当的阈值修改, UWCI 算法同样适用于京津地区的 CI 预警。凭借国家卫星中心利用退役的 FY-2C 所开展的区域高分辨率扫描观测试验, 刘健和蒋建莹 (2013) 使用 10 min 分辨率卫星数据对一次强对流过程进行分析发现: 静止气象卫星的高时间分辨率观测可以很好地捕捉到强对流云团发展的演变特征, 利用红外窗区通道和水汽通道亮温及两个通道亮温差 (BTD, brightness temperature difference) 在前后观测时次的变化量构建 CI 指数, 可对初生对流云团进行有效监测。汪柏阳等 (2015) 利用 FY-2F 卫星提供的区域加密观测数据 (6 min 分辨率), 设计了一种快速发展对流 (RDC, Rapid Developing Convection) 检测方法。该方法主要通过云顶降温率的多通道判识, 设计了带有 3 个测试的云顶降温率过滤器。统计验证结果表明: RDC 检测方法能够较为准确地检测快速发展对流且简单易行, 适合软件工程化。

#### 1.4 国内外对流触发的研究局限

尽管国内外在 CI 方面开展许多研究工作并获得了一定进展, 但仍存在许多的局限性。以下从 CI 机理研究、CI 卫星研究和 CI 雷达研究三个方面进行局限性的说明, 重点讨论在 CI 前兆信号研究上的局限。

##### (1) CI 机理研究

目前, 无论国内外, 对不同地区 CI 发生的机理研究主要以对流个例的 CI 机理或单一 CI 机理的研究为主。CI 研究的最终目的是服务于准确有效的 CI 预报, 而基于单一例或机理得到的 CI 机理研究结果较难运用到实际的 CI 业务预报中。CI 机理需要更加系统性的研究以总结有用的 CI 机理模型用于 CI 的业务临近预报中。

##### (2) CI 卫星研究

国际上在使用卫星研究和预报 CI 的工作中, 通常采用设定关注场阈值的方法以识别 CI 过程发生前快速发展的积云。而基于固定阈值的卫星预报在不同对流环境下会得到不同的提前量。例如, Walker et al. (2012) 发现 SATCAST 预报算法在美国两个不同对流环境的地区得到的 CI 平均预报提前量时间差有 9 min。不同对流环境下的提前量可能与积云的发展过程有关, 然而, 这二者的关系在 CI 卫星研究工作中很少被明确地研究过。Mecikalski et al. (2013) 曾对美国佛罗里达州 (Florida) 和俄克拉荷马州 (Oklahoma) 两种不同环境下闪电触发 (lightning initiation) 前 GOES 得到的积云特征

进行对比。他们发现，相比于俄克拉荷马州的较干环境，在佛罗里达州较湿环境中的积云发展更为缓慢，卫星观测所能提供的闪电触发预报提前量更长。正如 Mecikalski et al. (2013) 在文中指出，他们的研究结果只是分析了两个环境中的一些对流个例，对于不同对流环境下的更一般特征如日变化、季节内变化和地形变化等特征仍然缺乏系统认识。而这需要在 CI 卫星方面有更长时间、更大范围的统计研究。此外，目前的 CI 卫星研究主要集中在北美和欧洲地区，对其他类型的气候区如典型季风气候区的研究十分缺乏。

而国内 CI 卫星工作，通常是对我国小区域和某些 CI 过程个例进行研究，很大程度上机械地套用了国际研究方法。这样的研究模式并没有实质性地提炼出表征区域和个例一般特征的统计信息，缺乏对中国 CI 卫星信号较为系统性的分析，对于下一步的 CI 研究和业务预报来说都是需要解决的问题。我国最新发射的新一代静止气象卫星风云四号 (FY-4, FengYun-4) 计划有 CI 预报产品 (Yang et al., 2017)，而其中阈值设置对于我国如此大范围、差别较大的对流环境需要更深入的前驱研究为精细化 CI 临近预报卫星算法提供参考。

### (3) CI 雷达观测

国内外开展的对流雷达气候学统计研究中，CI 过程通常是被作为对流识别的开始而引入讨论的，实际上这些研究更注重 CI 之后的对流统计特征，对 CI 之前的前兆信号探究较少，因此对 CI 发生机理的认识和 CI 临近预报的改善作用有限。

雷达上边界和 CI 关系的研究对于 CI 预报十分有用，但目前这方面研究存在以下问题：1) 并非所有的边界都会导致 CI 过程 (Wilson and Schreiber, 1986)，这与环境的对流条件如水汽、不稳定能量等有关；2) 对流常常触发于边界的某一位置而非整条边界上，这与边界上不同的热力学和动力学特征有关 (Weckwerth and Parsons, 2006)；3) 对流不一定直接接触在边界上或附近，CI 位置可能和边界有一定的距离 (Wilson and Schreiber, 1986)。这些问题的存在是使得基于边界的定时定点 CI 预报变得困难。对边界和 CI 关系进行观测上的统计研究，以获取其相关特征 (如时空分布、提前量和形态学等) 的一般统计信息，有助于解决这些问题从而改善 CI 预报。目前，国际上关于边界的统计研究较少，而国内则几乎尚未开展。国际上为数不多的边界统计研究中也缺乏对边界引发对流与否的统计特征对比。此外，对于除山地、海陆和湖陆之外的不均匀下垫面的边界统计研究也有待探索。例如，Sato et al. (2007) 和 Kawase et al. (2008) 分别通过卫星观测统计和数值模拟指出，我国西北河套地区绿洲、沙漠、高原、山地和河流并存的高度复杂下垫面，有利于热力环流的产生，使得绿洲地区上空的云形成频率明显低于其周边干旱地区。然而，在他们的研究中均未使用到雷达观测。因此，作为热力环流在雷达观测上的一种常见体现，绿洲及其周边地形显著差异产生的边界尚未被深入研究，这对于该地区本身及其下游地区的对流业务预报有重要的指示意义。

## 1.5 研究目的和内容

鉴于国内外在 CI 研究方面存在的不足, 本文将基于业务的卫星和雷达观测, 对中国地区的 CI 前兆信号进行统计特征研究, 以期促进对 CI 过程的认识和提高 CI 过程(特别是在中国地区)的定时定点临近预报能力。

卫星 CI 前兆信号(以下统称为 CI 卫星信号)研究方面, 是基于高时间分辨率的静止气象卫星常常能够探测到 CI 相关新生积云快速发展信号的思想。借助我国业务静止气象卫星 FY-2 数据, 本文将对我国中东部地区 2010 年暖季的 CI 卫星信号进行识别, 重点考察 CI 卫星信号在不同对流环境下的分布和变率特征(Huang et al., 2017)。本文关于 CI 卫星信号的研究旨在回答以下科学问题: 1) 在季风气候和复杂地形起主导作用的暖季中国中东部地区, 其 CI 卫星信号具有什么分布特征? 2) 不同对流环境下 CI 卫星信号提供的提前量和卫星观测到的积云发展过程存在什么变率特征, 二者如何关联? 3) 基于 FY-2 的 CI 卫星信号具有什么多光谱统计特征?

雷达 CI 前兆信号(以下统称为边界)研究方面, 是基于高时空分辨率的多普勒雷达能够在 CI 发生前观测到边界的思想。使用内蒙古临河雷达 2012–2016 年共 5 年夏季(6–8 月)的观测数据, 本文将对我国西北河套地区复杂下垫面(包含绿洲、沙漠和山地等类型)环境下产生的边界及其引发的对流降水进行统计研究。本文关于边界及对流过程的研究旨在回答以下科学问题: 1) 河套地区复杂下垫面产生的边界具有什么统计特征? 2) 引发对流的边界和未引发对流的边界在统计特征上有何异同? 3) 边界所引发的对流降水具有什么时空分布特征?

## 1.6 论文结构

本文共包含六个章节, 各章节主要内容如下:

第一章为引言, 阐述了本文的研究意义, 综述了国内外 CI 工作的研究进展, 特别是基于卫星和雷达观测的 CI 研究进展, 指出了当前 CI 研究所存在的局限, 并基于此进一步提出本文的研究目的和内容。

第二章详细介绍了本文所使用的数据与方法, 包括统计 CI 前兆信号中主要使用的卫星和雷达观测数据, 以及基于观测数据所设计的 CI 卫星信号识别方法, 和边界及其引发对流的识别方法。

第三章展示了中国中东部暖季 CI 卫星信号的时空分布特征, 并分析了不同对流环境下 CI 卫星信号所提供提前量的变率特征,

第四章分析了 CI 卫星信号多光谱信息的分布、相关性和不同对流环境下的变率等统计特征。

第五章首先给出了河套地区复杂下垫面所产生边界的统计特征, 进一步从不同角

度对比了引发对流的边界和未引发对流的边界的统计特征，最后讨论了边界所引发对流降水的时空分布与变率。

第六章总结了本文获得的主要结论，提炼了本文的创新点，指出本文研究中存在的问题并基于此对未来研究进行了展望。



## 第二章 数据与方法

### 2.1 对流触发卫星信号研究中使用的数据

在 CI 卫星信号研究中，主要使用 FY-2E 卫星数据和雷达拼图数据来识别和验证中国中东部地区（ $28^{\circ}$ – $39^{\circ}$ N， $107^{\circ}$ – $125^{\circ}$ E，如图 2.1 中黑线框所示）2010 年暖季（4 月 23 日到 8 月 19 日共 119 天）孤立对流的 CI 卫星信号。此外，2008–2012 年暖季的 FY-2C/E 数据也被用于产生未经雷达验证的候选 CI 卫星信号，以辅助检验 2010 年的统计结果。另有其他辅助数据用以提取和分析 CI 卫星信号特征。

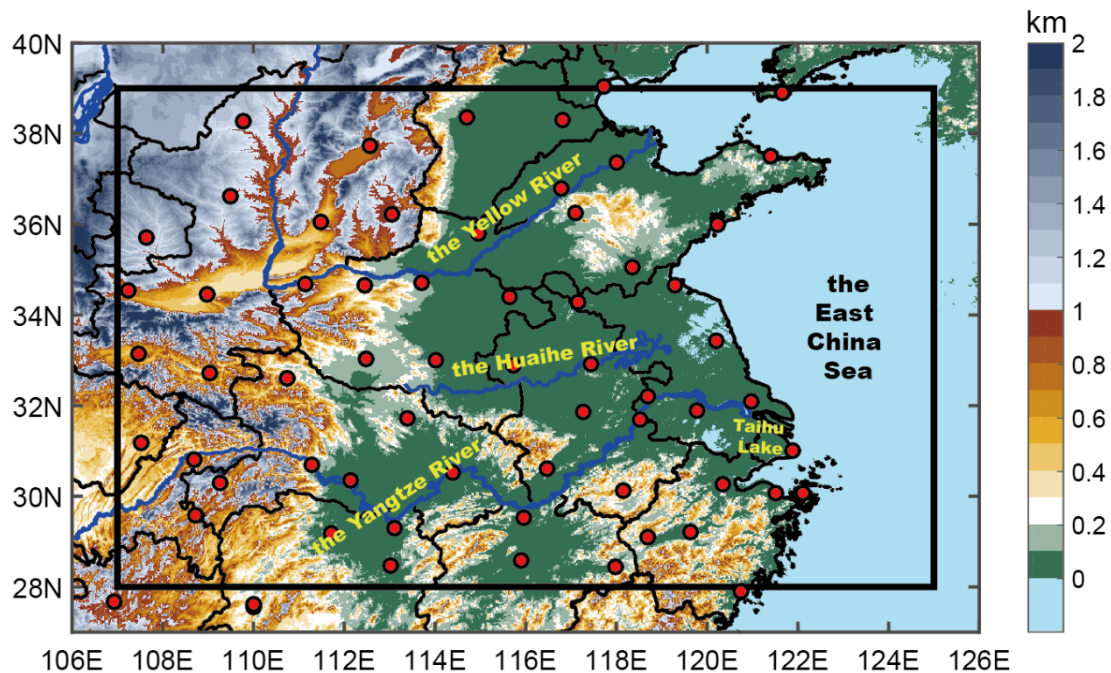


图 2.1 中国中东部（黑线框）及其周边地区地形。红点表示 CI 卫星信号研究中的使用的雷达拼图覆盖的业务雷达站点位置。图中标签给出了中国中东部的主要水体，具体包括黄河（the Yellow River）、淮河（the Huaihe River）、长江（the Yangtze River）、太湖（Taihu Lake）和东海（the East China Sea）。

#### 2.1.1 FY-2C/E 卫星数据

风云二号（FY-2, FengYun-2）系列卫星是我国自主研制的第一代地球静止气象卫星，其数据服务由中国气象局（China Meteorological Administration）下的国家卫星气象中心（National Satellite Meteorological Center）提供。FY-2C 和 FY-2E 分别是第一颗和第三颗用于环境监测和天气应用的业务静止气象卫星。FY-2C 发射于 2004 年 10 月

19 日，定点于赤道 104.5°E 上空。FY-2E 发射于 2008 年 12 月 23 日，并于 2009 年 11 月 24 日接替 FY-2C 定点于赤道 104.5°E 上空，将 FY-2C 的服务延续至 2015 年 6 月 2 日。目前，FY-2E 定位于 86.5°E 以延续 FY-2D 的业务服务。FY-2C/E 上搭载的可见光和红外自旋扫描辐射计（S-VISSR, Stretched Visible and Infrared Spin Scan Radiometer）具有五个通道，包括一个 VIS 通道和四个 IR 通道（IR1, IR2, IR3 和 IR4），其星下点水平分辨率分别为 1.25 km 和 5 km（表 2.1）。在本研究中，IR 和 VIS 数据分别被插值成 0.05°和 0.0125°的经纬度格点数据。FY-2C/E 在暖季汛期每 30 min 收集一次通道数据，在非汛期则为 60 min。在 CI 卫星信号研究中，研究时段设定为 2008–2012 年暖季 FY-2C/E 卫星能够提供 30 min 分辨率数据的时段，每年的具体时段和数据完整度列于表 2.2 中。前人研究表明，30 min 间隔的卫星关注场可以用来推断发展中积云的物理特性（如，Mecikalski et al., 2010a, 2010b; Siewert et al., 2010）。因此，本文在 CI 卫星信号研究中使用 FY-C/E 提供的 30 min 分辨率数据集。

表 2.1 FY-2C/E 上搭载的 S-VISSR 基本参数

通道名	光谱范围 (μm)	星下点分辨率 (km)
IR1	10.3–11.3	5
IR2	11.5–12.5	5
IR3	6.3–7.6	5
IR4	3.5–4.0	5
VIS	0.55–0.90	1.25

表 2.2 CI 卫星信号研究中使用的卫星及其对应年份、时段和数据完整度（加粗为本研究中的主要研究时段）

卫星	年份	时段	数据完整度
FY-2C	2008	5.15–8.24, 102 天	97.8%
	2009	5.25–8.20, 88 天	99.5%
	<b>2010</b>	<b>4.23–8.19, 119 天</b>	<b>99.5%</b>
FY-2E	2011	5.24–8.19, 88 天	99.7%
	2012	5.30–8.17, 81 天	99.8%

### 2.1.2 雷达拼图

基于中国多普勒天气雷达网（雷达站点位置参考图 2.1）的组合反射率（垂直方向上最大反射率的水平投影产品）拼图由中国气象局下的国家气象中心（National Meteorological Center）提供。雷达拼图的水平分辨率为 2 km×2 km，时间分辨率为 10 min。在 2010 年的研究时段内，雷达拼图有效覆盖了 119 天中的 112 天。为了使雷达

和卫星数据在时间上能够匹配，本研究使用了 30 min 间隔的雷达拼图数据，并且雷达拼图的时刻与 FY-2E 数据的时刻相同，即 0000 UTC<sup>4</sup>，0030 UTC，0100 UTC 等等。

### 2.1.3 辅助数据

#### (1) 地形数据

本研究中使用的地形数据是由 NOAA 下的美国地球物理数据中心 (National Geophysical Data Center) 发布的 ETOPO1 数据 (Amante and Eakins, 2009)。ETOPO1 是分辨率为 1 弧分 (arc-minute, 1 度为 60 弧分) 的全球地形起伏模型数据，该数据整合了陆地地形和海洋海底地形。ETOPO1 中使用的地形、水深和海岸线数据来自不同的全球和区域数据集。

#### (2) 探空数据

本研究使用了来自怀阳明大学 (University of Wyoming) 的探空数据 (<http://www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)。探空站一般每天进行两次观测，时间为 00 UTC 和 12 UTC。探空数据能够代表 200 km 范围内的大气状态。本研究中使用了中国西北地区和东南地区共六个探空站 (位置如图 3.6 所示) 在 2010 年研究时段内每天 00 UTC 的探空数据，用于计算最不稳定对流有效位能 (MUCAPE, most unstable convective available potential energy)。在本研究中，每个探空的 MUCAPE 是在近地面 300 hPa<sup>5</sup> 层内找一个层次开始抬升所能得到的最大 CAPE。考虑到水汽和潜热释放的影响，对 MUCAPE 进行了虚温订正。

#### (3) 可降水量数据

本研究中使用的可降水量 (PW, precipitable water) 数据来自美国国家环境预报中心 (NCEP, National Centers for Environmental Prediction) FNL (final) 全球业务分析数据 (National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce, 2000)。NCEP FNL 数据为每 6 h 一次，水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$  的格点数据。此数据产生于全球数据同化系统 (Global Data Assimilation System)，该系统持续地从全球电信系统 (GTS, Global Telecommunications System) 和其他来源收集观测数据用于分析。FNL 数据通过 NCEP 在全球预报系统 (GFS, Global Forecast System) 中使用的相同模式获得。但 FNL 在 GFS 初始化后约一小时才准备好，以便可以使用更多的观测数据。为了支持某些关键时间点的预报需求，GFS 运行得更早，并使用前 6 h 的 FNL 作为其初始化的一部分。FNL 分析数据包括地表和 1000–100 hPa 之间 26 个气压层高度的许多参数，包括表面气压、海平面气压、位势高度、温度、相对湿度和风场等。本研究主要使用的数据参数为可降水量，数据时空范围为中国中东部

<sup>4</sup> Universal Time Coordinated, 协调世界时。

<sup>5</sup> 百帕，压强单位。

2010年5月1日到8月31日。

#### (4) MODIS 数据产品

MODIS, 即中分辨率成像光谱仪 (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), 是极地轨道 (polar-orbiting) 卫星 Terra 和 Aqua 搭载的核心仪器之一。Terra 为上午星, 由北向南于地方时 1030 左右经过赤道; 而 Aqua 为下午星, 由南向北于地方时 1330 左右进过赤道。Terra 和 Aqua 搭载的 MODIS 每 1-2 日可进行一次全球范围内的观测, 获取 36 个光谱通道的数据。通道数据的水平分辨率包含三类: 250 m、500 m 和 1000 m。基于 36 个观测通道数据得到的多种数据产品主要用于在陆地、海洋和大气, 从区域到全球尺度的过程和趋势研究。在 CI 卫星信号研究中, 主要使用了 Terra 的 MODIS 陆地表面温度 (land surface temperature) 产品——MOD 11。MOD 11 产品的水平分辨率为 1000 m。所使用的 MOD 11 产品时间为 2010 年 6 月 1 日到 8 月 31 日, 区域为 30°–33°N, 119°–122°E。

## 2.2 对流触发卫星信号的识别方法

### 2.2.1 孤立对流触发事件的定义

基于卫星观测研究的 CI 事件通常是不依附于先存的对流系统的新生孤立 CI 事件, 在卫星云图上通常呈现为有清晰云边的孤立云团, 可对其进行有效的卫星信息收集。而与先存的对流系统有关 (如嵌入对流系统或难以与对流系统区分开) 的 CI 事件由于难以收集对应可靠的卫星信息, 一般不在基于卫星的 CI 研究范围内。在本文的 CI 卫星信号研究中, 孤立对流被定义为雷达拼图上回波达到 35 dBZ 且持续时间超过 30 min 的新生对流单体, 并且要求该单体附近 10 km 不存在  $\geq 10$  dBZ 的对流系统。孤立对流的 CI 时刻则被定义为首次出现  $\geq 35$  dBZ 雷达回波的时刻。

### 2.2.2 对流触发卫星信号的识别

本研究设计了一种半自动方法, 用以识别持续积云发展导致孤立对流发生的 CI 卫星信号 (satellite-derived CI signals)。候选卫星信号 (candidate signals) 的产生完全基于 FY-2E 的 IR1 通道。IR1 通道的中心波长为  $\sim 10.8\mu\text{m}$ , 此红外窗区通道是卫星直接观测云的主要通道, 在以前的 CI 研究中被广泛使用。经雷达拼图上定义的 CI 事件核对后的候选卫星信号即为 CI 卫星信号, 其相关信息会被进一步收集。该半自动方法的流程如图 2.2 所示, 主要包括四个步骤, 以下将加以详述。

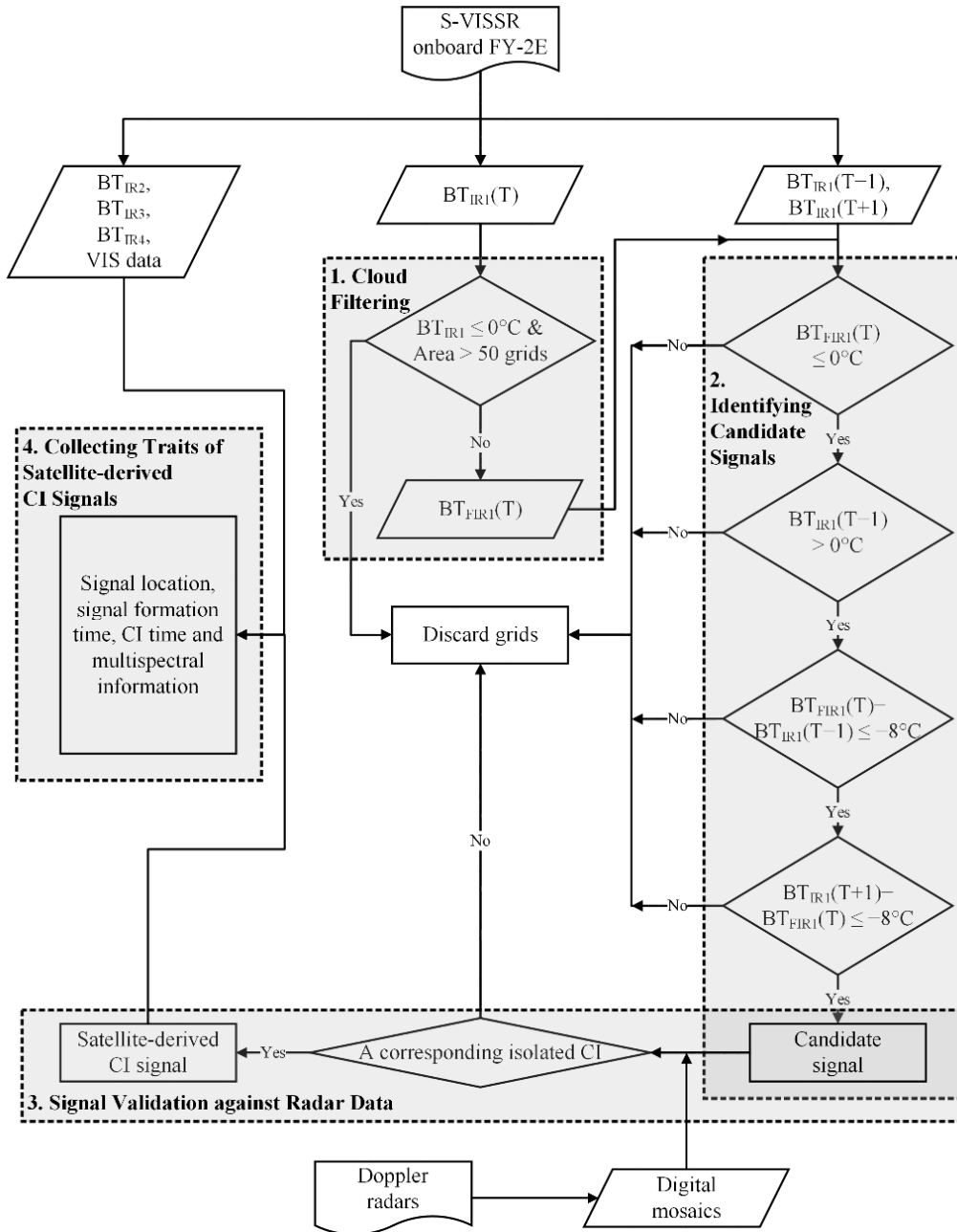


图 2.2 用于识别孤立对流 CI 卫星信号的半自动方法流程图。图中仪器、数据、过程、决策和主要步骤分别用波状底矩形、平行四边形、矩形、菱形和带有灰色阴影的虚线框表示。

### (1) 云过滤 (Cloud filtering)

在给定  $T$  时刻执行云过滤步骤是为了减少虚假卫星信号。会发生孤立对流 CI 过程的新生积云通常具有较小的云体。在 IR1 图像上，具有大规模  $BT_{IR1} \leq 0^\circ\text{C}$  区域的云通常是发展到一定阶段的云，而非将发生 CI 过程的早期不成熟积云。因此，云过滤步骤去除了 IR1 图像中  $BT_{IR1} \leq 0^\circ\text{C}$  且连续面积大于 50 个格点 ( $> 1000 \text{ km}^2$ ) 的区域。过滤后的  $BT_{IR1}$  命名为  $BT_{FIR1}$  (图 2.2)。

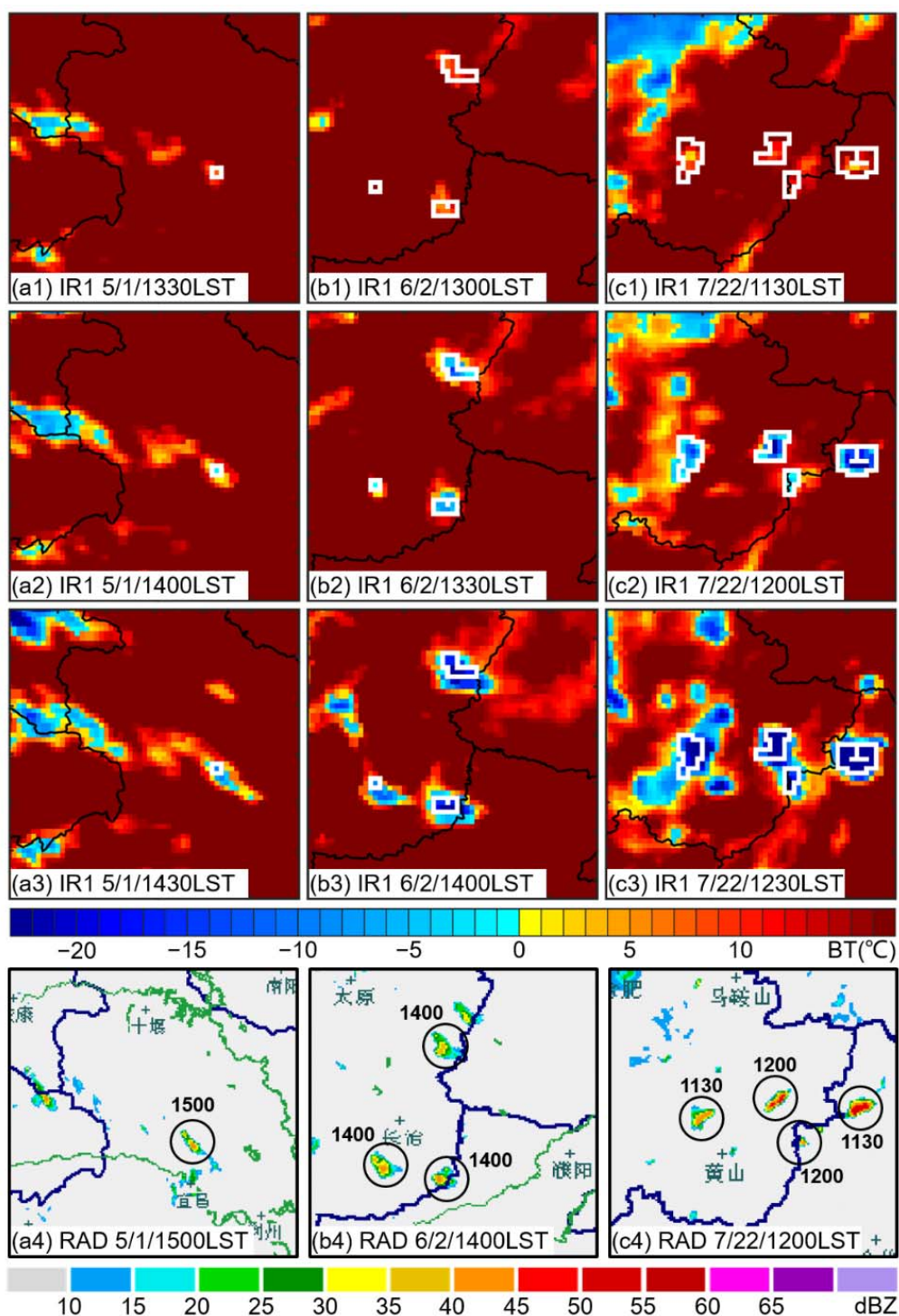


图 2.3 中国中东部 CI 卫星信号在五月 (a1-a4)、六月 (b1-b4) 和七、八月 (c1-c4) 的示例。每列给出了至少一个通过图 2.2 中半自动方法识别出来的 CI 卫星信号 (白色多边形)。同一列中的信号有相同的信号形成时间。对于每个信号, 给出在 T-1 (a1、b1 和 c1), T (a2、b2 和 c2) 以及 T+1 (a3、b3 和 c3) 连续三个时刻的 IR1 图像。雷达拼图 (RAD) 的黑色圆圈表示与 CI 卫星信号相对应的孤立对流回波 (a4、b4 和 c4)。圆圈附近的标签表示相应孤立对流的 CI 时刻, 即孤立对流中首次出现  $\geq 35$  dBZ 反射率的时刻。

## (2) 识别候选卫星信号 (Identifying candidate signals)

经步骤 (1) 过滤后的  $BT_{IR1}$ , 即  $BT_{FIR1}$ , 在此步骤中被用于产生候选卫星信号。导致 CI 的积云快速增长过程在卫星观测中通常表现为云顶 IR1 亮温低于冰点 ( $0^{\circ}\text{C}$ ) 且出现显著降温的特征 (Roberts and Rutledge, 2003)。在 T 时刻搜寻候选卫星信号需要连续三个时刻的 IR1 数据, 包括前一时刻 T-1 的  $BT_{IR1}$  即  $BT_{IR1}(T-1)$ 、当前时刻 T 的  $BT_{FIR1}$  即  $BT_{FIR1}(T)$ 、和后一时刻 T+1 的  $BT_{IR1}$  即  $BT_{IR1}(T+1)$ 。

此步骤主要包四个程序 (procedures)。第一个程序,  $BT_{FIR1}(T) \leq 0^{\circ}\text{C}$  (图 2.2), 用于识别 T 时刻云顶亮温低于冰点的云。第二个程序,  $BT_{IR1}(T-1) > 0^{\circ}\text{C}$  (图 2.2), 是为了确保 T 时刻识别到的云发展自 T-1 时刻的暖云或无云状态。前两个程序类似于前人研究中描述积云云顶冻结效应的 CI 指示器 (Mecikalski and Bedka, 2006; Mecikalski et al., 2008, 2010a; Siewert et al., 2010)。而后两个程序用于确保 T-1 到 T+1 时段内积云的持续增长。第三个程序中对每个格点计算了 T-1 到 T 时段的云顶降温率, 只有降温率  $\geq 8^{\circ}\text{C} (30 \text{ min})^{-1}$  的格点会被保留并进一步处理, 即  $BT_{FIR1}(T) - BT_{IR1}(T-1) \leq -8^{\circ}\text{C}$  (图 2.2)。此处采用  $8^{\circ}\text{C} (30 \text{ min})^{-1}$  的阈值是基于本研究 30 min 分辨率的卫星数据结合前人研究 (如, Mecikalski and Bedka, 2006; Siewert et al., 2010) 中的阈值标准制定的。这些前人研究中使用了  $\geq 4^{\circ}\text{C} (15 \text{ min})^{-1}$  的降温率阈值, 并结合 30 min 间隔内持续降温的标准, 用于预报 CI 过程。第四个程序与第三个程序类似, 计算了 T 到 T+1 时段的云顶降温率, 即  $BT_{IR1}(T+1) - BT_{FIR1}(T) \leq -8^{\circ}\text{C}$  (图 2.2)。无法通过全部四个程序的格点将被剔除, 而通过全部四个程序的剩余连续格点群将被确定为“候选卫星信号”, 等待进一步验证。

## (3) 卫星信号的雷达验证 (Signal validation against radar data)

此步骤对步骤 (2) 中得到的候选卫星信号进行人工检查, 确认信号在雷达拼图中是否存在相应的孤立 CI 事件 (卫星信号和雷达回波很难实现位置上的一一匹配, 较难设计自动方法进行检查; Mecikalski and Bedka, 2006)。当信号对应的积云在 CI 时刻与雷达观测的孤立对流有重叠时, 候选卫星信号被归类为“CI 卫星信号”; 否则, 被作为“虚假卫星信号 (false signals)” 丢弃。只有 CI 卫星信号会被用于进一步分析。图 2.3 举例说明了不同 T 时刻的一些 CI 卫星信号 (图 2.3 中的白色多边形) 及其对应的雷达上的孤立对流 (图 2.3 中的黑色圆圈)。

## (4) 收集 CI 卫星信号特征 (Collecting traits of satellite-derived CI signals)

基于 FY-2E 的 IR 数据和雷达拼图, 此步骤对 CI 卫星信号的相关特征进行收集。这些特征包括: 1) 信号位置 (signal location); 2) 信号形成时刻 (signal formation time; 即上述的当前时刻 T); 3) CI 时刻 (CI time; 雷达拼图中对应于 CI 卫星信号的孤立对流的 CI 时刻); 和 4) 多光谱信息 (multispectral information)。

为了获得每个 CI 卫星信号的多光谱信息, 除了  $BT_{IR1}$  之外, S-VISSR 上的其他 IR

通道测量值也被使用。前人研究中将 IR 关注场（一系列光谱和时间差分通道场）与将发生 CI 的积云发展的物理属性进行了关联（例如，Mecikalski and Bedka, 2006；Mecikalski et al., 2010a, 2013, 2015；Siewert et al., 2010；Senf and Deneke, 2017）。由于 S-VISSR 有四个 IR 通道（表 2.1），FY-2E 上可用的关注场包括  $BT_{IR1}$ ， $BTD_{IR2-IR1}$ ， $BTD_{IR3-IR1}$ ， $BTD_{IR3-IR2}$ ， $BTD_{IR4-IR1}$  和它们各自的时间趋势。每一个关注场可以用来描述至少一种 CI 相关积云云顶属性，如表 2.3 所示。一旦 CI 卫星信号被确定，这个信号的所有关注场都会被收集用于统计分析。

此外，所有信号位置的地形海拔高度信息也通过 ETOPO1 数据加以获取。FY-2E 提供的高分辨率 VIS 图像则被用于观察白天 CI 卫星信号对应的积云形态。

表 2.3 FY-2E 上提供的 CI 关注场及其对应的 GOES/MSG 关注场、所描述的 CI 相关积云物理特征、前人研究中使用的典型阈值和本研究中的平均值和标准差。表中上标“a”表示该数值为对应的前人研究中 15-min trend 的双倍。

FY-2E 关注场	GOES/MSG 关注场	物理描述	前人研究中的典型阈值	本研究中的平均值(标准差)
$BT_{IR1}$	10.8- $\mu\text{m}$ BT	云顶高度、云顶冻结效应	$< 0^\circ\text{C}$ (Mecikalski and Bedka, 2006)	$-5.0^\circ\text{C}$ ( $3.67^\circ\text{C}$ )
$BT_{IR1}$ 30-min trend	10.8- $\mu\text{m}$ BT 30-min trend	垂直发展强度	$< 15\text{-min trend} < -4^\circ\text{C}$ ( $15\text{ min})^{-1}$ (Mecikalski and Bedka, 2006)	$-17.3^\circ\text{C}$ ( $6.11^\circ\text{C}$ )
$BTD_{IR2-IR1}$	12.0–10.8- $\mu\text{m}$ BTD	云顶高度	$-3\text{ to }0^\circ\text{C}$ (Mecikalski and Bedka, 2006)	$0.35^\circ\text{C}$ ( $1.19^\circ\text{C}$ )
$BTD_{IR2-IR1}$ 30-min trend	12.0–10.8- $\mu\text{m}$ BTD 30-min trend	垂直发展强度	$> 0^\circ\text{C}$ (Siewert et al., 2010)	$1.53^\circ\text{C}$ ( $0.98^\circ\text{C}$ )
$BTD_{IR3-IR1}$	6.5 (6.7)–10.8- $\mu\text{m}$ BTD	相对于对流层中上层的云顶高度	$-35\text{ to }-10^\circ\text{C}$ (Mecikalski and Bedka, 2006)	$-24.8^\circ\text{C}$ ( $3.08^\circ\text{C}$ )
$BTD_{IR3-IR1}$ 30-min trend	6.5 (6.7)–10.8- $\mu\text{m}$ BTD 30-min trend	相对于对流层中上层的垂直发展	$> 6^\circ\text{C}$ (Mecikalski and Bedka, 2006) <sup>a</sup>	$12.0^\circ\text{C}$ ( $4.01^\circ\text{C}$ )
$BTD_{IR3-IR2}$	6.5 (6.7)–12.0- $\mu\text{m}$ BTD	相对于对流层中上层的云顶高度	无参考值	$-25.2^\circ\text{C}$ ( $2.68^\circ\text{C}$ )
$BTD_{IR3-IR2}$ 30-min trend	6.5 (6.7)–12.0- $\mu\text{m}$ BTD 30-min trend	相对于对流层中上层的垂直发展	无参考值	$10.5^\circ\text{C}$ ( $3.56^\circ\text{C}$ )
$BTD_{IR4-IR1}$	3.9–10.8- $\mu\text{m}$ BTD	云顶冻结效应	$> 17^\circ\text{C}$ (Harris et al., 2010)	$23.9^\circ\text{C}$ ( $8.12^\circ\text{C}$ )
$BTD_{IR4-IR1}$ 30-min trend	3.9–10.8- $\mu\text{m}$ BTD 30-min trend	云顶冻结效应	$> 3^\circ\text{C}$ (Harris et al., 2010) <sup>a</sup>	$9.0^\circ\text{C}$ ( $5.80^\circ\text{C}$ )



### 2.2.3 对流触发卫星信号的统计代表性分析

由于雷达上的 CI 事件不可能和卫星上的 CI 信号一一对应上, 因此很关键的一个问题就是识别到的 CI 卫星信号是否具有统计代表性。此部分通过计算探测率 (POD, probability of detection) 来检验识别到的 CI 卫星信号的代表性。同一类别下, POD 计算为 CI 卫星信号的数量与雷达上孤立对流 CI 事件的数量之比。在研究时段内, 雷达拼图上共识别出 3239 个孤立对流 CI 事件, 而识别到 CI 卫星信号总数为 1630 个, 因此整个中国中东部地区的 POD 为 50.3%。此 POD 值与 Sieglaff et al. (2011) 得到的结果相当。Sieglaff et al. (2011) 基于 15 min 分辨率 GOES 数据和单一 IR 方法, 在美国强风暴风险区和美国中部分别得到了 56.3% 和 47.0% 的 CI 事件 POD 值。

一些主要的误差来源会对卫星探测 CI 事件造成负面影响。首先, 低层 CI 相关的积云在 IR 图像中有时会被高层卷云或云砧所遮挡, 这样积云云顶亮温就不能被卫星精确测量到 (Mecikalski et al., 2010; Sieglaff et al., 2011)。其次, FY-2E 数据 30 min 的时间分辨率可能不足以监测部分 CI 过程。第三个主要的误差来源是由于卫星有限的空间分辨率, 导致一些次网格积云发展过程可能无法很好地被卫星捕捉 (Walker et al., 2012)。事实上, 这些误差来源在基于卫星的 CI 研究中十分常见且难以避免。

## 2.3 边界层辐合线研究中使用的数据

边界研究中主要使用了 2012–2016 年 6–8 月共 15 个月的临河雷达资料, 用于识别和提取中国西北河套地区的边界及其引发对流。多种 MODIS 产品被用于说明河套地区下垫面的复杂性及其与边界、对流等特征的关系。另有其他资料用于辅助分析研究。

### 2.3.1 雷达基数据

临河雷达位于 40.73°N、107.36°E (参考图 5.1), 是我国新一代天气雷达网 (CINRAD) CD 型号的多普勒雷达。CINRAD/CD 型雷达的探测波段为 5 厘米 (即 C 波段), 最大可测距离超过 150 km, 发出的波束宽度约为 1°。雷达产生的基数据 (Level 2 数据) 包括反射率因子 (reflectivity)、平均径向速度 (radial velocity) 和速度谱宽 (spectrum width)。本研究中主要使用基数据中的反射率因子数据。该数据是雷达工作在 VCP21 (volume coverage pattern 21) 模式下获取的。VCP21 模式规定在 6 min 内完成 0.5°到 19.5°之间 9 个不同仰角上的扫描 (图 2.4)。反射率因子数据的径向分辨率为 250 m, 连续两个数据时刻的间隔为 5–6 min。在研究时段共 460 天中约有 23.5 天的数据缺失, 数据完整度达 95%。

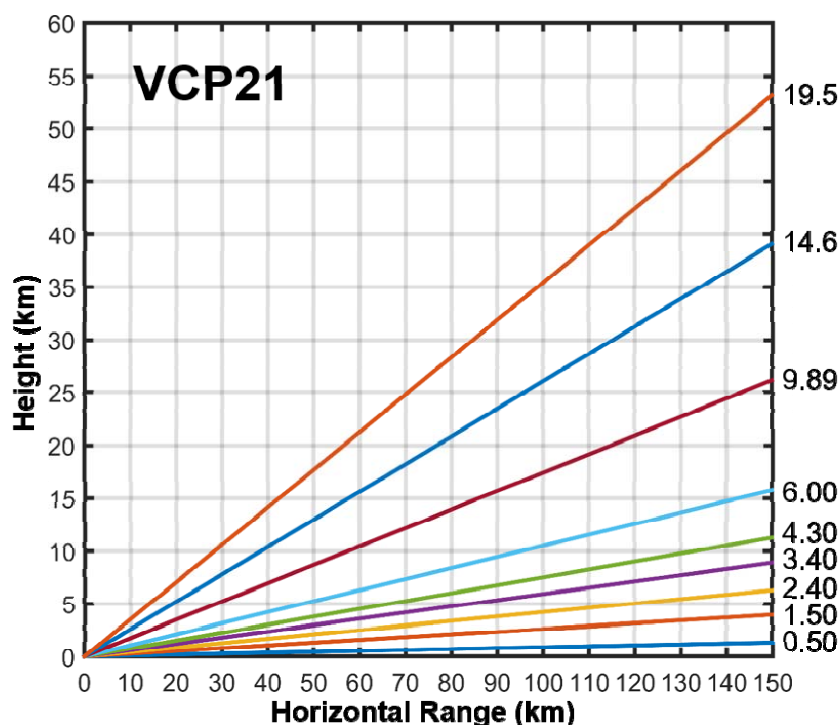


图 2.4 CINRAD/CD 型雷达在 VCP21 模式下使用的仰角

### 2.3.2 MODIS 产品

本研究使用了多种 MODIS 产品，包括 Terra 的 MODIS 陆地表面温度产品、陆地覆盖类型 (land cover type) 产品和增强植被指数 (enhanced vegetation index) 产品。有关 MODIS 及其产品的介绍已在 2.1.3 节中给出。所使用 MODIS 产品的区域均为 38°–43°N, 105°–111°E。不同产品的使用时间和分辨率具体如下：

- (1) 陆地表面温度：2013 年 6 月 1 日到 6 月 30 日 1 km 水平分辨率的逐日产品；
- (2) 陆地覆盖类型：2012 年 1 km 水平分辨率的年产品；
- (3) 增强植被指数：2012–2016 年 6–8 月 1 km 水平分辨率的月产品。

### 2.3.3 辅助数据

#### (1) 地形数据

本研究中使用与 CI 卫星信号研究中一样的地形数据，即 ETOPO1。有关 ETOPO1 的介绍参考 2.1.3 节。

#### (2) 探空数据

临河探空站 (40.76°N、107.40°E) 2012–2016 年 6–8 月每日 00 UTC 和 12 UTC 的探空数据，在本研究中被用于评估河套地区的大气环境条件。2.1.3 节已给出了探空数据的来源和介绍，在此不再赘述。所使用的探空数据包括探空导出的各种对流参数如抬升指数 (lifted index)、K 指数 (K index)、CAPE 等等。

## 2.4 边界层辐合线及其引发对流的雷达识别方法

### 2.4.1 边界层辐合线的定义

在对边界进行识别之前需要对其进行定义。在前人关于边界的研究中，大部分给出的边界定义为“雷达上的窄带回波 (fine line)” (American Meteorological Society, 2018)，较少给出更为量化的定义。Wilson and Schreiber (1986) 在对边界进行统计研究时，对其进行了较为定量的定义：雷达上增强的窄带反射率回波和/或多普勒径向风的显著线状辐合，其宽度约为 1–3 km，长度大于 10 km，最小持续时间为 15 min。Koch and Ray (1997) 则在他们的研究中将边界定义为：相对高反射率回波的线状区域，其宽度小于 10 km。本研究整合了以上两个研究的边界定义，但调整持续时间的标准为至少 6 min (即至少出现在连续的两张反射率图中)，并进一步给出“增强的窄带反射率回波”的量化标准。具体地，本研究中的边界定义为：雷达上增强的窄带反射率回波，一般情况下，回波值为-5 到 10 dBZ，在出现大范围晴空回波的情况下，回波值为 0 到 10 dBZ，其宽度小于 10 km，长度大于 10 km，持续时间至少为 6 min。需要指出的是，本研究所讨论的是晴空环境下出现的边界，不考虑对流系统产生的出流边界或阵风锋。因此，雷达反射率图上，在对流系统 ( $\geq 30$  dBZ) 附近 50 km 范围内出现的窄带回波被判定为阵风锋，不列入本边界研究。

### 2.4.2 边界层辐合线引发对流的定义

对于某一边界，若在其 50 km 范围出现了  $\geq 30$  dBZ 的新生对流，则认为该边界为一引发对流的边界。这里采用 30 dBZ 作为对流阈值，而非更为常用的 35 dBZ，是鉴于研究的河套地区地处我国西北半干旱到干旱地区，对流降水达到 30 dBZ 已相对较强，对该地区已有一定影响。对于引发对流的边界，其 CI 时刻被定义为新生对流首个  $\geq 10$  dBZ 雷达回波的时刻。使用 10 dBZ 作为边界 CI 时刻的阈值，而非 30 dBZ，是为了避免边界所引发显著对流系统反过来对边界产生影响。对引发对流的边界的追踪到 CI 时刻即停止。

考虑到边界能在不同地点、不同时间引发对流，将边界引发对流定义为从 CI 时刻开始两小时内，CI 时刻边界位置附近 50 km 范围内  $\geq 10$  dBZ 的对流回波。

### 2.4.3 边界层辐合线及其引发对流的识别

边界及其引发对流的识别主要基于雷达反射率数据。为了更有效地对两者进行识别，需要对反射率因子数据进行质量控制 (quality control) 以尽可能去除非边界、非降水杂波的影响。对于河套地区，这类杂波主要是集中在底层两个仰角 ( $0.5^\circ$  和  $1.5^\circ$ ) 的地形回波和无组织的晴空回波。对极坐标下的不同仰角的雷达反射率因子数据进行

以下三个步骤的质量控制：

(1) 孤立零散回波的过滤

以某一像素为中心的  $5 \times 5$  像素范围内，若不存在与该像素回波值差别小于 10 dBZ 的回波像素，则认定该回波像素为孤立零散回波并予以剔除。此质量控制对全部仰角的所有回波像素进行操作。孤立零散回波的过滤能够有效去除噪声信号和零散无组织的地物和晴空回波。

(2) 回波水平纹理的过滤

有组织的边界和大部分降水都具有较为平整的水平纹理，而许多地物回波则常表现出较不均匀的水平纹理。基于此，通过计算以某一像素为中心的  $5 \times 5$  像素范围内的反射率标准差来评估该范围的水平纹理，当标准差高于某一阈值（在本研究选定 4 dBZ）时，剔除该像素点。需要注意的是，对流降水回波也常常具有不均匀的水平纹理，但在本研究中是需要保留的回波。因此回波水平纹理的过滤只对  $\leq 10$  dBZ 的像素进行操作。

(3) 回波垂直连续性的过滤

在垂直方向上，边界和降水回波通常具有较好的连续性，而地物和晴空杂波则常常会发生较大的突变。此步骤通过计算某一像素及其上方像素（即上方仰角中距离最近的像素）的回波梯度来衡量该回波的垂直连续性。具体地，回波梯度 = (某一像素回波 - 上方像素回波) / (某一像素高度 - 上方像素高度)。回波梯度大于某一阈值（在本研究选定 40 dBZ/km）时，该像素点被剔除。当某一像素或其上方像素没有回波时，不进行回波梯度的计算，该像素点保留。

经过以上三个步骤的质量控制后，极坐标下  $1^\circ \times 250$  m 的雷达反射率因子数据被插值成笛卡尔坐标下  $500$  m  $\times$   $500$  m 的格点数据，以便于边界及其引发对流的识别。

边界的识别主要基于底层两个仰角（ $0.5^\circ$  和  $1.5^\circ$ ）的组合反射率图（垂直方向上最大反射率的水平投影产品）。只使用最低两个仰角数据的原因在于：1) 边界一般出现在低层；和 2) 除去高仰角的组合反射率图更有利于突出边界。尽管通过上述质量控制步骤对非边界杂波进行了一定程度的去除，但是杂波和边界并存于雷达图中的问题仍常常存在，导致边界的客观自动化识别很难实现。通过观察连续的组合反射率动画是目前确定边界位置较为有效的方法。本研究基于组合反射率动画对边界进行人工识别，然后将组合反射率图叠加在 Google Earth 上，使用 Google Earth 的路径工具描绘出边界以获取其定量的地理位置信息。

边界引发对流的收集则基于全部九个仰角的组合反射率图。对流的定量收集根据 2.4.2 节中边界引发对流的定义。

## 2.5 本章小结

本章介绍了本文基于卫星和雷达观测的 CI 前兆信号统计研究中使用的各类数据和方法。

在 CI 卫星信号研究中,介绍了用于产生 CI 卫星信号的 FY-2C/E 卫星数据、用于验证 CI 卫星信号的雷达拼图数据和其他用于统计结果分析的辅助数据。同时,还重点介绍了用于识别 CI 卫星信号的半自动方法。

在边界研究中,介绍了用于识别和提取边界及其引发对流的雷达基数据、用于说明河套地区下垫面复杂性和统计结果的多种 MODIS 产品和用于辅助分析的其他数据。如何识别边界及其引发对流也在本章给出了具体说明。

本章所介绍的数据和方法是获得第三章到第五章中所展示研究结果的重要基础。

### 第三章 对流触发卫星信号的分布和变率特征

本章展示中国中东部地区暖季 CI 卫星信号的分布和变率统计特征。主要的统计样本是基于 2.2 节中半自动方法识别出来的 2010 年暖季的 1630 个 CI 卫星信号。中国中东部下垫面复杂，同时受季风气候和其他大尺度天气过程的影响不一。不同时期、不同地区水汽、不稳定能量和下垫面等环境条件的复杂配置，使得中国中东部地区形成了各式各样的对流环境，十分有利于获取不同对流环境下的 CI 卫星信号统计特征。此外，作为世界上人口密度最大的地区之一，中国中东部深受强对流天气灾害的影响（如，Meng et al., 2013; Zheng et al., 2013）。获取中国中东部地区的 CI 卫星信号统计特征有利于加深对该地区 CI 过程的理解，改善基于卫星观测的 CI 临近预报技术。

本章组织如下：3.1 节展示 CI 卫星信号的分布特征，包括地理分布（3.1.1）、日部分（3.1.2）和月分布/季内分布（3.1.3），并对分布统计结果进行年际检验（3.1.4）；3.2 节对不同对流环境下 CI 卫星信号相对于雷达 CI 回波所能提供提前量的变率特征进行讨论，涵盖提前量的日变化（3.2.1）、月变化/季内变化（3.2.2）和地形变化（3.2.3）特征；3.3 节对本章进行小结。

#### 3.1 对流触发卫星信号的分布特征

##### 3.1.1 地理分布

在 2010 年暖季（4 月 23 日至 8 月 19 日），中国中东部地区共识别出 1630 个在雷达拼图上有对应的孤立对流 CI 事件的卫星信号（即 CI 卫星信号）。根据海拔高度，将中国中东部的地形划分为五种类型：近海（coastal sea;  $< 0$  m）、平原（plain; 0–200 m）、丘陵（hill; 200–500 m）、山地（mountain; 500–1000 m）和高原（plateau;  $> 1000$  m）。不同地形下，CI 卫星信号的 POD 差异不大（4%以内），表明 CI 卫星信号统计结果在地理分布上具有代表性。总体而言，CI 卫星信号在中国中东部分布广泛（图 3.1a）。然而，当关注 CI 卫星信号反复出现的高发区时，它们的分布呈现出与不均一地形显著的对应关系（图 3.1b），印证了前人研究中指出的局部地形在 CI 过程发生中的重要作用（如，Houze et al., 2007; Medina et al., 2010; Rasmussen and Houze, 2011, 2016）。图 3.1c–3.1k 给出了 VIS 图像中地理特征（如山脉走向、水域分布等）与 CI 相关积云发展形态相关联的一些示例。CI 卫星信号高发区（图 3.1b）可以从地理特征上分为四类，以下结合 VIS 图像中的示例进行说明。

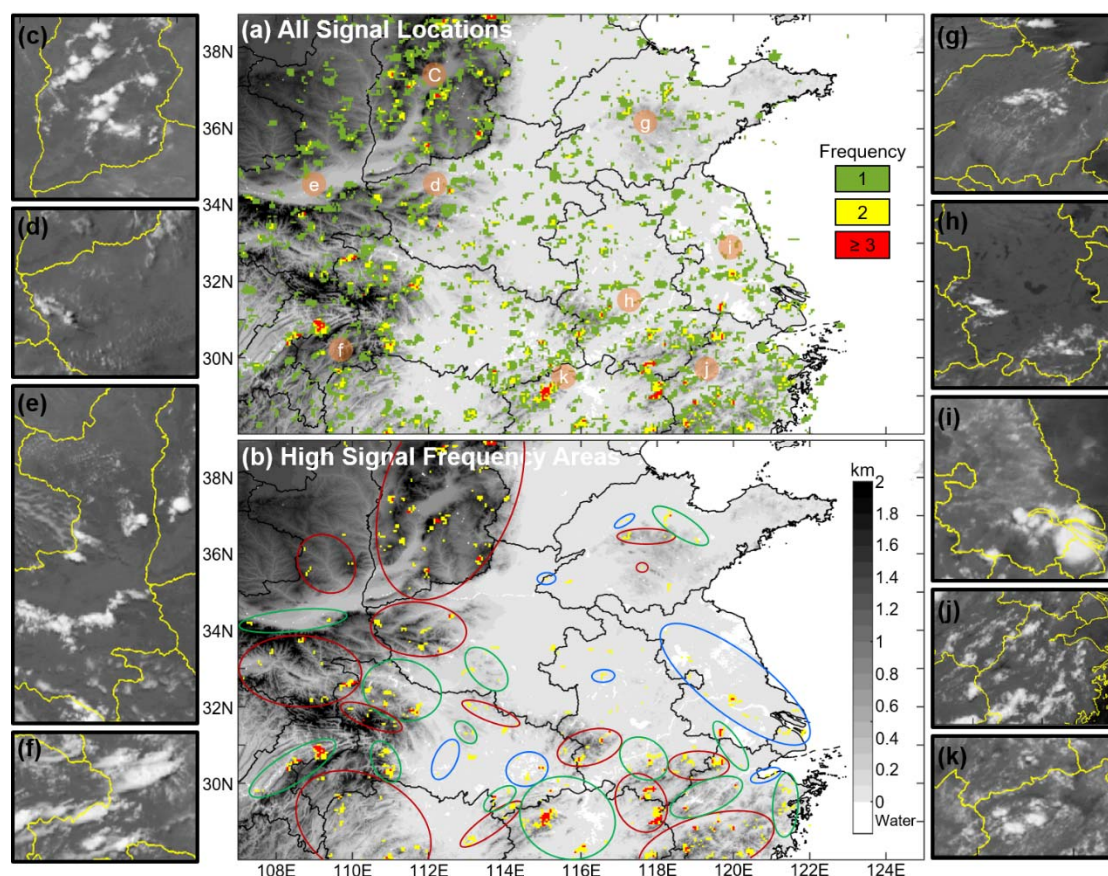


图 3.1 中国中东部 2010 年 4 月 23 日至 8 月 19 日 (a) 全部 CI 卫星信号和 (b) 信号高发区的地理分布; (c) – (k) VIS 图像上信号高发区 CI 过程中的积云发展形态。信号高发区定义为信号反复出现 (频率大于 1) 的区域。(b) 中信号高发区地形分为四类: 山区 (红圈), 水域 (蓝圈), 山水交界区 (绿圈) 和其他。(a) 中标签 “c–k” 给出了 (c) – (k) 对应的地形位置。

### (1) 山区 (Mountain areas)

此类中的 CI 卫星信号高发区主要为研究区域西北部, 西南部和东南部的高原, 山地和丘陵 (如图 3.1b 中红圈所示)。在这些区域, 由于陡峭山坡尤其是孤立山脊的存在 (如图 3.1c, 3.1d, 3.1g 和 3.1h), 会出现明显的海拔梯度。该类 CI 卫星信号高发区类似于美国西部科罗拉多州洛基山脉的山地雷暴 “起源地带 (genesis zones)” (Banta and Barker Schaaf, 1987; Barker Schaaf et al., 1988)。前人许多研究已经证明, 山地地形提供的机械抬升和热力加热作用在对流的触发和加强中发挥着重要的影响 (如, Wulfmeyer et al., 2008; Houze, 2012; Soderholm et al., 2014)。

### (2) 水域 (Water areas)

此类中的 CI 卫星信号高发区主要覆盖中国中东部的长江、淮河和黄河 (位置见图 2.1) 流域、沿海和大型湖泊沿岸地区 (如图 3.1b 中蓝圈所示)。水体 (包括海洋, 河流和湖泊) 与其邻近陆地之间的热力性质差异 (表现为显著的表面温度差异) 常常会形成向内陆移动的海风锋、河风锋和湖风锋等中小尺度锋面。在天气尺度强迫较弱的

条件下，这些中小尺度锋面可以通过加强陆地地面辐合促进对流的发生和发展（如，Purdom, 1976; Laird et al., 2001; Fovell, 2005）。中国中东部一个具有代表性的水域是长江三角洲地区。它位于长江入海口，毗邻太湖和东海（位置见图 2.1），陆地有密集的城市群。由于水陆热力性质差异，加之陆地城市群的热岛效应，长江三角洲地区的陆地和水面表面温度差异能达到  $10^{\circ}\text{C}$  以上（图 3.2）。巨大的水陆温度差很容易产生热力环流，在长江三角洲陆地地区形成辐合区，促进积云和对流的形成和发展（如图 3.1i）。

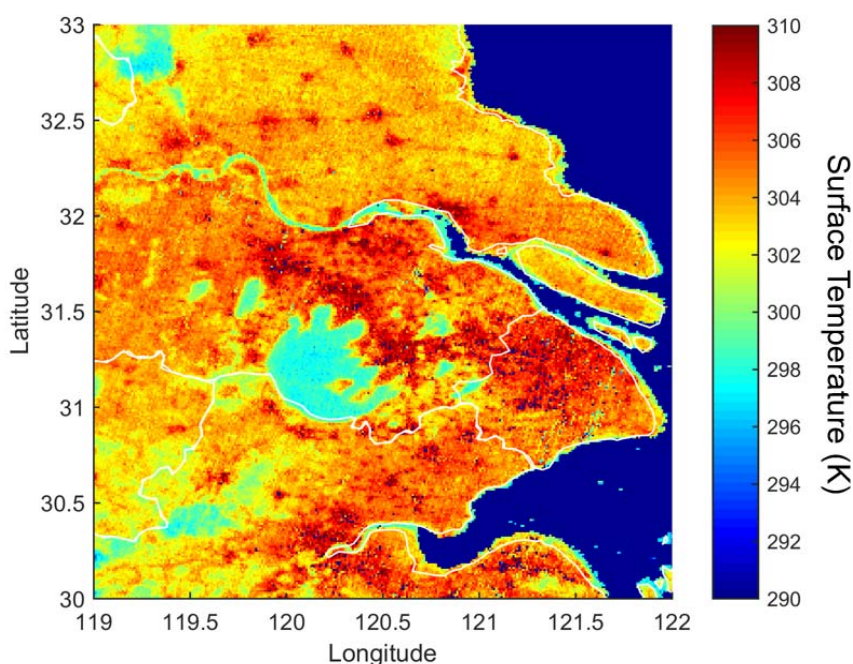


图 3.2 基于 MODIS 陆地表面温度（LST, land surface temperature）产品得到的长江三角洲地区 2010 年夏季平均表面温度（单位：K）。图中深蓝色部分表示无数据值的海洋地区。

### （3）山水交界区（Mountain-water areas）

山水交界区指的是被广阔水体包围着的山区（如图 3.1b 中绿圈所示）。山地地形（提供抬升和加热）和周围水体（水汽来源）的综合作用有利于增强对流和降水的发生发展，这在前人的研究中也提及（如，Qian et al., 2012; Umek and Gohm, 2016）。此类中大部分 CI 卫星信号高发区位于长江和黄河沿江的山区、沿海山区以及与大型湖泊毗邻的山区（如图 3.1e, 3.1f, 3.1j 和 3.1k）。

### （4）其他区域（Other areas）

不属于以上三类中任何一类的 CI 卫星高发区被归入此类。此类区域可能具有不同地表覆盖类型，如城区与郊区、森林与农田、湿地与旱地等。这种不均匀的地表特征有利于产生环流和地面辐合，从而导致对流的发生（Weaver and Avissar, 2001; Gambill and Mecikalski, 2011）。



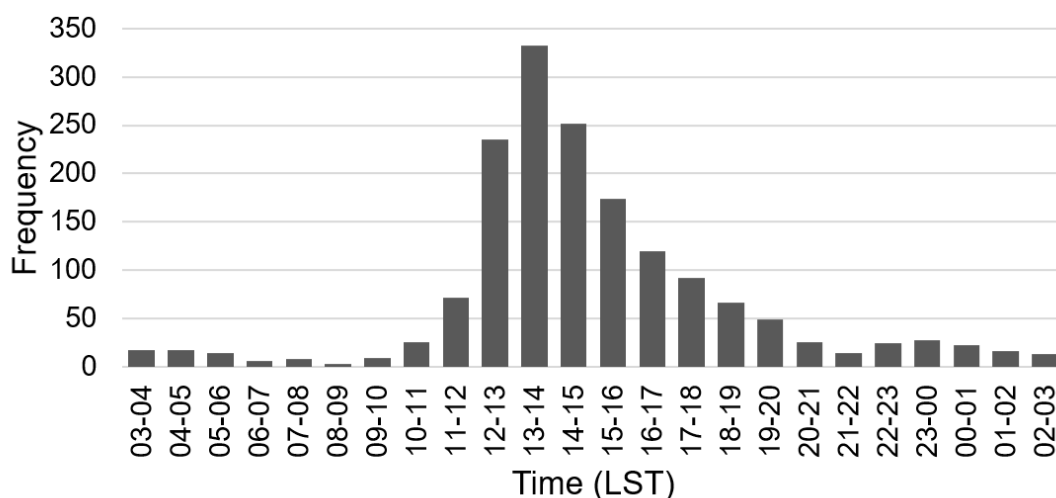


图 3.3 基于信号形成时间的 CI 卫星信号频率日分布。图中横坐标的时间单位为当地标准时间 (LST; LST = UTC + 8 h)。

### 3.1.2 日分布

从日分布上看,约有一半的 CI 卫星信号形成时间出现在午后 1200–1500 LST<sup>6</sup>时段内 (图 3.3)。这种分布反映了太阳辐射对孤立对流 CI 过程发生的重要影响 (Markowski and Richardson, 2010)。CI 卫星信号的 POD 也呈现类似的日分布,在 1200–1500 LST 时段达到最大值 58.4%,在 2100–0300 LST 时段达到最小值 39.8%。一天之中不同时段 POD 的最大差异在 19% 以内,大于不同地形的 4%。然而,POD 的日分布差异幅度远小于 CI 卫星信号频率的日分布差异幅度,因此不会改变 CI 卫星信号频率日分布结果的可靠性。

总体上看,相比于一天之中的其他时段,在 0300–0900 LST 时段形成的 CI 卫星信号更倾向于出现在低海拔地区 (图 3.4a),包括山谷、水体和平地等。热力环流方向的昼夜逆转可能在一定程度上能够解释这种信号位置海拔的日变化特征。以山谷风环流为例,0300–0900 LST 通常是一天中温度最低的时段 (参见图 3.10 中 T-1 时刻的 BT<sub>IR1</sub>),在此时段盛行吹向山谷的山风 (Yang and Slingo, 2001),有助于低海拔地区出现更多孤立对流的发生发展。而在其他时段内,特别是在太阳辐射最强的 1200–1800 LST 时段,信号更倾向于出现在高海拔地区 (图 3.4a),这有可能是由于盛吹向山顶的谷风造成的。

<sup>6</sup> Local Standard Time, 当地标准时间, LST = UTC + 8 h。

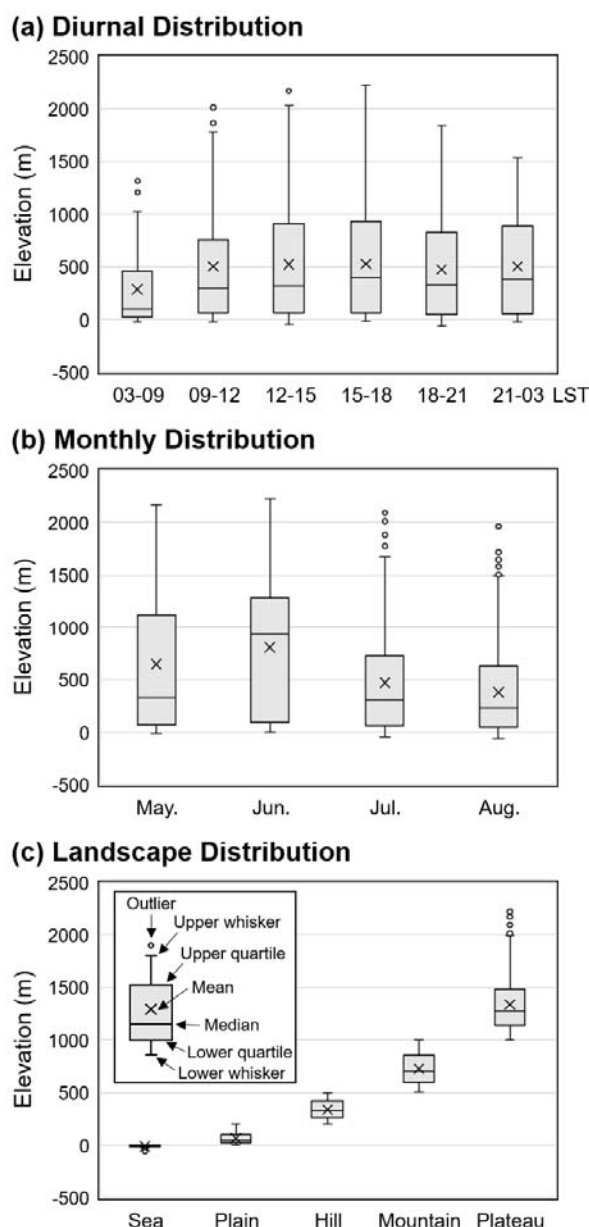


图 3.4 用盒须图 (box-and-whiskers plots) 表示的 CI 卫星信号位置海拔的 (a) 日分布、(b) 月分布和 (c) 地形分布。(c) 中给出了本研究中所用盒须图的样式说明。(a) 中全天被分为六个 3 h 或 6 h 的时段, 以保证每个时段内的样本个数及样本代表性。(c) 中根据海拔高度将中国中东部地形划分为五种类型: 近海 (coastal sea; <0 m)、平原 (plain; 0–200 m)、丘陵 (hill; 200–500 m)、山地 (mountain; 500–1000 m) 和高原 (plateau; >1000 m)。

### 3.1.3 月分布/季内分布

从初夏 (五月和六月) 到盛夏 (七月和八月), CI 卫星信号频率显著增加。月平均频率从五月 (以下分析中将四月的 CI 卫星信号并入五月) 的 2 个/天增加到八月的 39 个/天 (图 3.5)。五月, 整个中国中东部的 CI 卫星信号比较稀疏, 倾向于在高原山区发生 (图 3.5a)。这种倾向性在六月愈加明显, 表现为高原山脊附近出现了更多 CI 卫星

信号（图 3.5b）。到了七月和八月，CI 卫星信号在整个中国中东部广泛爆发，且在东南部出现了很高的频率（图 3.5c 和 3.5d）。五月到八月，CI 卫星信号的 POD 月差异很小（4.5%以内），表明 CI 卫星信号月/季内分布结果的可靠性。

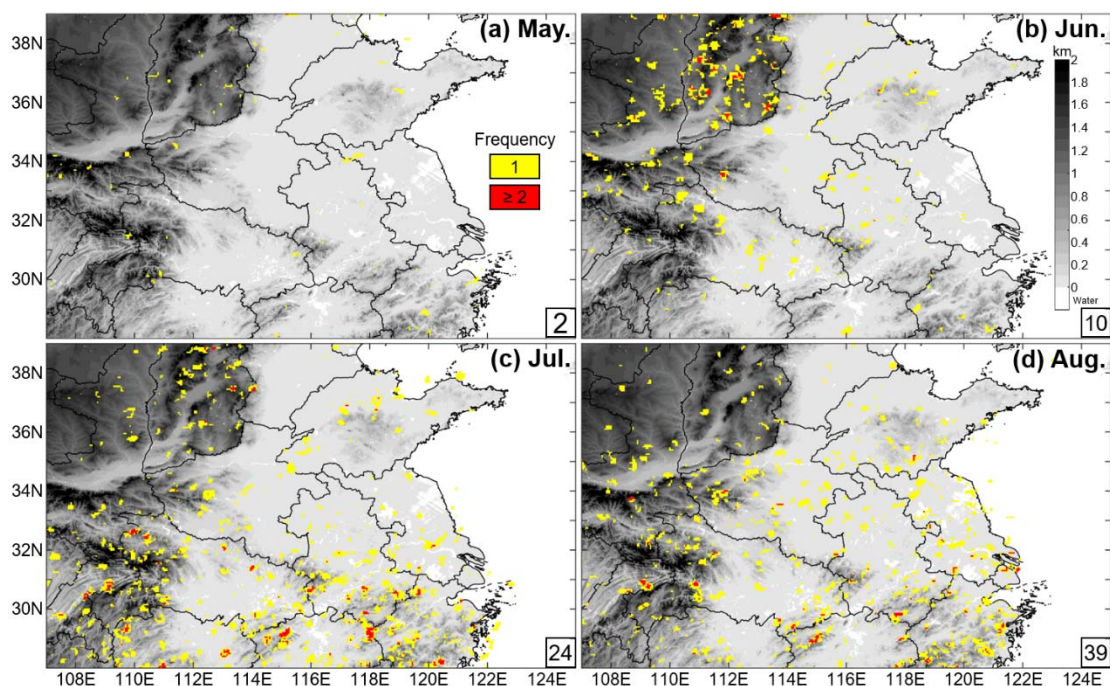


图 3.5 2010 年中国中东部 CI 卫星信号的月分布。右下角给出了每个月对应的 CI 卫星信号月平均频率（单位：个/天）。

CI 卫星信号的月/季内分布与东亚夏季风系统的季节推进有关。在初夏，东亚季风系统主要活跃于华南地区（Luo et al., 2013），整个中国中东部的水汽（图 3.6）和不稳定能量（图 3.7）都较小。触发孤立对流的抬升机制通常是局地较强的抬升，而不是大尺度的抬升。初夏期间 CI 卫星信号高发区出现在西北地区（图 3.5a 和 3.5b）主要是由于陡峭的高原山地地形所提供的较强局地动力和热力强迫对孤立 CI 过程发生的促进作用。初夏到盛夏，随着东亚季风系统的北进，中国中东部地区水汽（图 3.6）和不稳定能量（图 3.7）增加，降低了 CI 发生所需要地形抬升要求（图 3.4b），导致 CI 卫星信号在中国中东部大规模爆发，尤其是在东南地区（图 3.5c 和 3.5d）。同时，北进的东亚季风系统增加了大尺度抬升，使得有组织对流系统（organized convective systems；如 MCSs）的高发区也向北部偏移（如，Luo et al., 2013；Meng et al., 2013；Yang et al., 2015）。北部有组织对流系统的频繁出现剥夺了北部孤立对流 CI 发生所需要的水汽和不稳定能量，使得西北部 CI 卫星信号频率在盛夏减少。整体上，从初夏到盛夏，CI 卫星信号高发区出现了从西北地区转移到东南地区的分布特征。

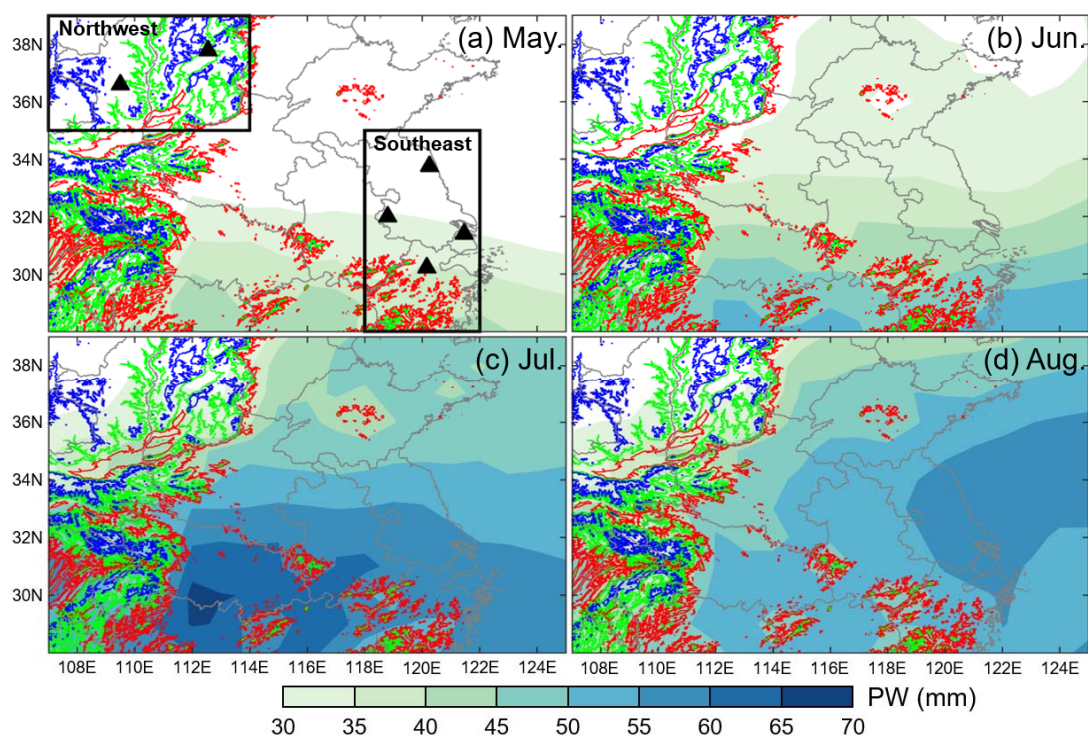


图 3.6 中国中东部 2010 年 (a) 五月、(b) 六月、(c) 七月和 (d) 八月的月平均可降水量 (PW, precipitable water)。可降水量数据来自 NCEP 的 FNL 分析数据。图中红色、绿色和蓝色等值线分别为 500 m, 1000 m 和 1500 m 等高线。(a) 中黑线框为用于图 3.7 中分析的两个等面积区域: 西北 (35°–39°N, 107°–114°E) 和东南 (28°–35°N, 118°–122°E) 地区。黑色三角形表示西北和东南地区的六个探空站。

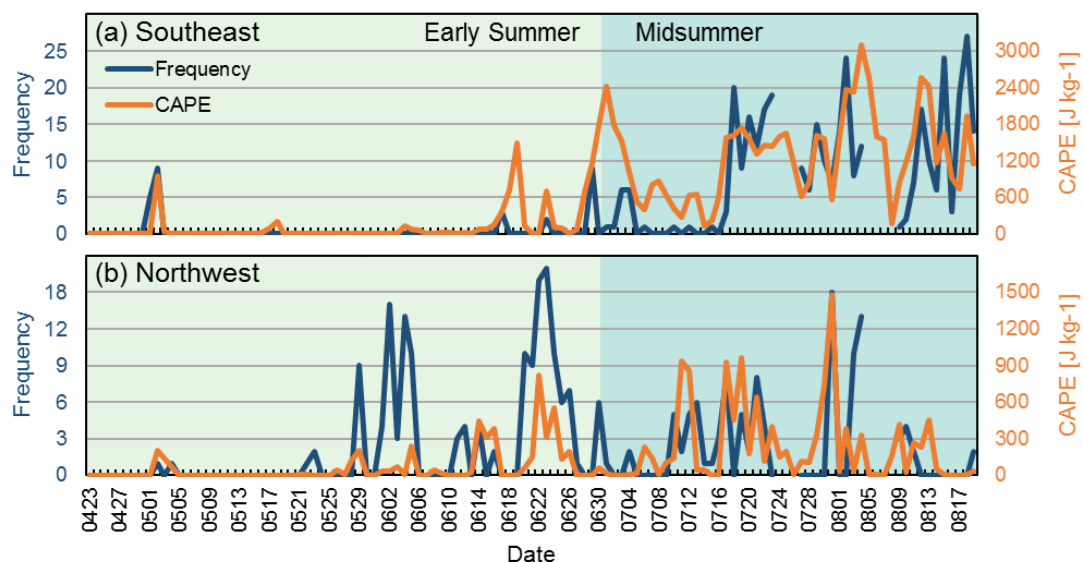


图 3.7 2010 年 4 月 23 日至 8 月 19 日中国中东部 (a) 东南和 (b) 西北地区 CI 卫星信号频率 (蓝线) 和 MUCAPE (橙线) 的逐日变化。两个地区的具体位置在图 3.6 中给出。每个地区每日的 MUCAPE 计算为 0000 UTC 时该地区所有探空站 (它们的位置在图 3.6 中给出) 得到的 MUCAPE 的平均值。浅青色和深青色阴影分别表示初夏和盛夏时期。图中蓝线中 7 月 24 日至 26 日和 8 月 5 日至 8 日出现的两段断裂是由于用于验证卫星信号的雷达拼图的缺失。

## 3.1.4 分布统计结果的年际检验

上述的 CI 卫星信号分布结果是基于 2010 年一年的卫星数据获得的。这些结果在其他年份是否同样具有代表性需要进一步检验。候选卫星信号的产生本身是一个自动化的过程，而验证候选卫星信号则首先需要对雷达拼图上的孤立对流 CI 事件进行人工识别。通过人工识别 CI 事件对多年的候选卫星信号进行验证是一个十分耗时的过程，因此直接获取多年的 CI 卫星信号进行统计分析较为困难。

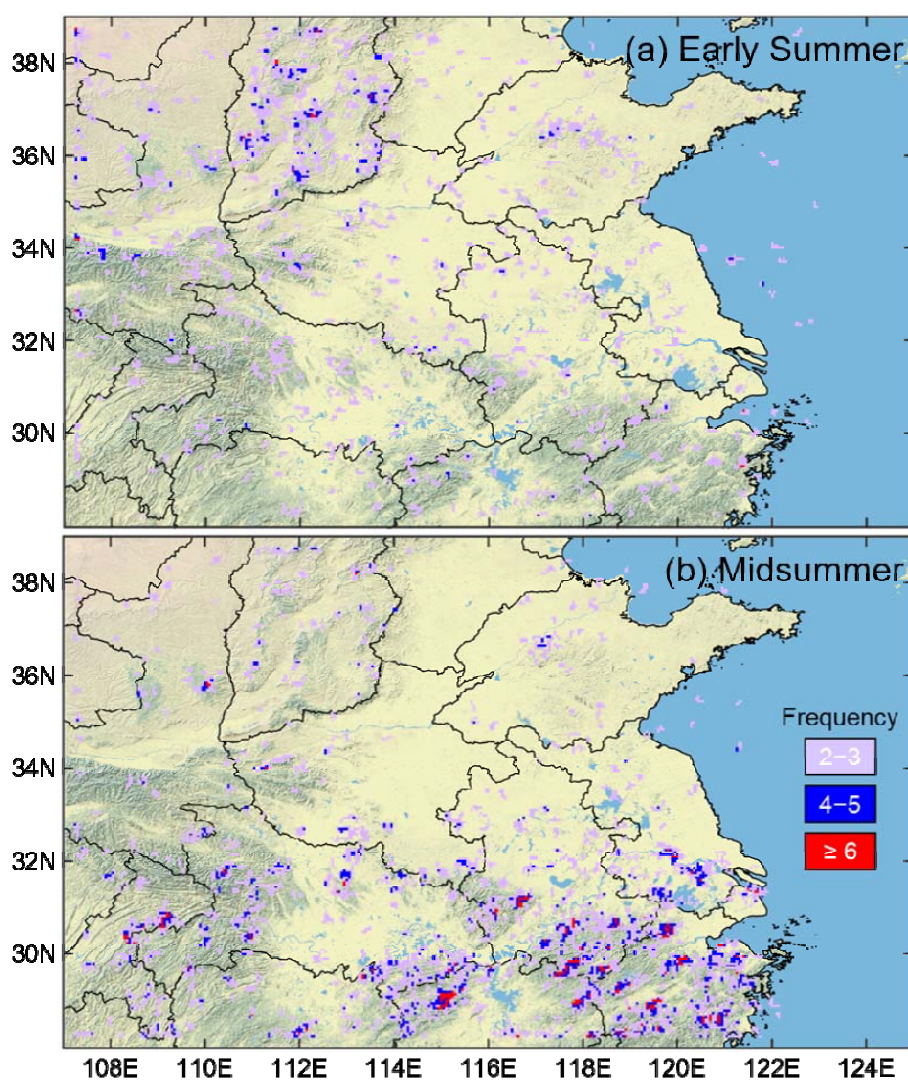


图 3.8 2008–2012 年初夏（五月六月）和（b）盛夏（七月八月）期间中国中东部孤立对流 CI 事件候选卫星信号高发区的地理分布。候选卫星信号基于 FY2C/E 卫星数据通过 2.2.2 节中所描述的方法生成的。信号出现频率小于 2 的格点、面积小于四个格点的连续区域和边缘格点被去除以减少背景虚假信号。

然而，本研究在比较 2010 年候选卫星信号和 CI 卫星信号的时空分布时注意到两个现象：（1）候选卫星信号的高发区与 CI 卫星信号的高发区分布十分相似；（2）候选卫星信号和 CI 卫星信号呈现出相似的逐日变化、日变化和月变化趋势，两者在这些变化方面具有显著的相关性 ( $r > 0.8$ )。这两个现象表明，未经雷达 CI 事件验证的候选卫星信号可以作为 CI 卫星信号的代理资料进行 CI 卫星信号分布的年际检验。经进一步验证，在候选卫星信号高发区出现的候选卫星信号几乎都是 CI 卫星信号。换言之，当候选卫星信号在某个区域反复形成时，该地区发生真实 CI 卫星信号的可能性很高。

基于以上讨论，本研究使用 FY-2C/E 卫星数据产生了 2008–2012 年共五年暖季中国中东部地区的候选卫星信号，用于检验 2010 年的 CI 卫星信号分布结果。检验结果显示，无论从单独一年或全部五年的角度来看，候选卫星信号高发区确实与图 3.1b 中 2010 年 CI 卫星信号高发区的地理分布相似。2010 年 CI 卫星信号形成频率和位置的月分布结果也在多年的统计结果中得以验证。中国中东部卫星信号高发区从西北到东南地区的季内转移现象，在五年的统计中更加的显著（图 3.8）。2010 年 CI 卫星信号的日分布特征与午后高峰特征在其他年份也得到了确认。这些检验结果表明，基于 2010 年 CI 卫星信号得到的分布结果对中国中东部地区而言具有年际代表性。

### 3.2 对流触发卫星信号提前量的变率特征

对于 CI 临近预报而言，CI 卫星信号相对于雷达上 CI 回波的出现能提供多少提前量 (lead time) 是非常重要的问题。本节将探讨不同对流环境下 CI 卫星信号提前量的变率特征。对于每个 CI 卫星信号，其提前量被定义为 CI 时刻与信号形成时刻之差。在 30 min 间隔的研究框架内，所有 CI 卫星信号的提前量都是 30 min 的整数倍，范围从 -30 min 到 120 min。负提前量意味着 CI 卫星信号形成于雷达观测到 CI 发生之后。积云发展早期阶段出现的暖雨过程 (warm-rain process) 是造成负提前量的重要原因。暖雨的定义是“由各层温度都高于  $0^{\circ}\text{C}$  的云形成的雨，其形成过程是通过云滴的碰并过程导致的” (American Meteorological Society, 2017)。由于信号形成时刻为信号对应积云的云顶亮温开始低于冰点 (即图 2.2 中  $\text{BT}_{\text{FIR1}}(T) \leq 0^{\circ}\text{C}$ ) 的时刻，因此对于在信号形成时刻前发生暖雨过程的 CI 事件，CI 卫星信号只能提供负提前量或零提前量。图 2.3c1–c4 给出了一些发生暖雨过程的 CI 卫星信号示例。

以下分析中将运用 IR1 关注场来解释提前量的变率特征。这些 IR1 关注场反映了卫星探测到的 CI 相关对流环境和积云云顶特征。关注场在卫星不同扫描时刻，即前一时刻  $T-1$ 、当前时刻  $T$  和后一时刻  $T+1$ ，或  $T-1$  和  $T+1$  之间的不同扫描时段的变率统计特征会基于盒须图加以呈现。

### 3.2.1 日变化

从日变化的角度上看，在中午前到下午的白天时段内，CI 卫星信号能提供的提前量总体上比其他时段要长（图 3.9a）。具体来说，CI 卫星信号在 0900–1800 LST 时段的平均提前量为 9 min。在日落之后，提前量整体开始下降，甚至在 0300–900 LST 时段转变成了平均值为-2 min 的负提前量，即滞后量（lag time）。

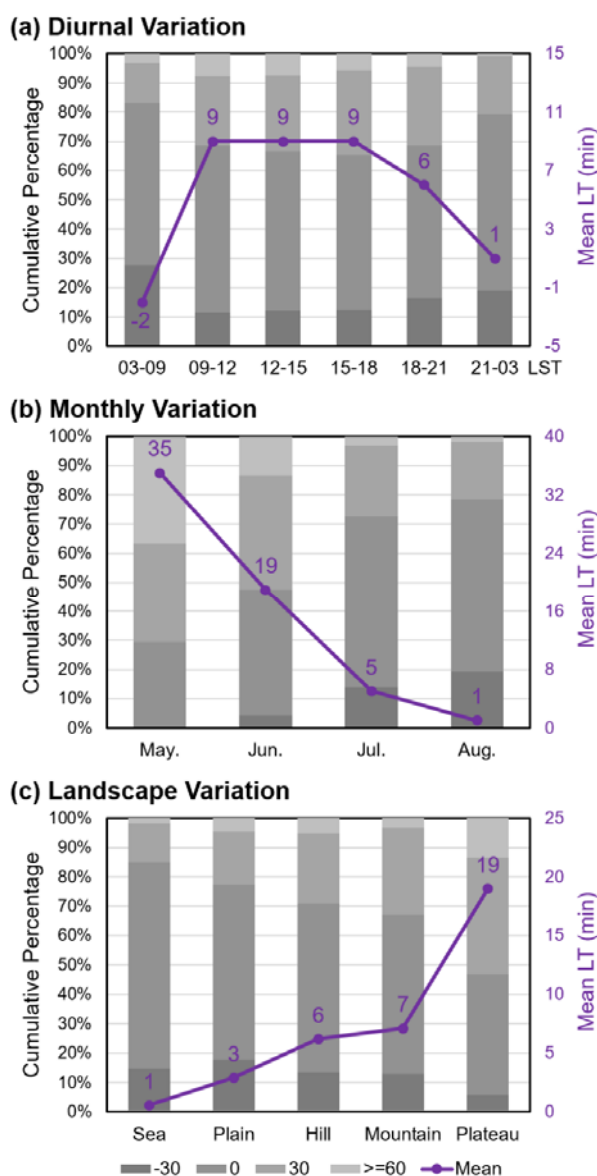


图 3.9 中国中东部 CI 卫星信号所提供提前量 (LT, lead time, 即 CI 时刻与信号形成时刻之差) 的 (a) 日变化、(b) 月变化和 (c) 地形变化。在 30 min 间隔的研究框架内，提前量是 30 min 的整数倍，范围从-30 min 到 120 min。所有的提前量在图中被分为四类：-30 min、0、30 min 和 ≥ 60 min（它们各自所占的比例分别用从深到浅的阴影面积表示）。紫线给出了平均提前量的变化趋势。

提前量的日变化很可能是由于  $BT_{IR1}$  在  $T-1$  和  $T$  时刻具有不同的日变化特征导致的。如第 2.2.2 节所述, CI 卫星信号的识别要求  $T-1$  到  $T$  时段内云顶亮温  $BT_{IR1}$  的降温率达到  $\geq 8^{\circ}\text{C} (30 \text{ min})^{-1}$  的标准 (图 2.2)。在  $T-1$  时刻, 积云只出现在低层或尚未出现,  $BT_{IR1}$  的大小很大程度上取决于主要受太阳辐射作用调制的地表辐射。因此, 从中午前到下午的白天时段里 (0900–1800 LST), 较强的太阳加热会产生较强的地表辐射, 从而使得此时段的  $BT_{IR1}$  相比于一天之中的其他时段更高些 (图 3.10)。在深夜和清晨 (2100–0900 LST), 由于缺乏太阳辐射加热作用, 地表辐射减弱, 导致  $BT_{IR1}$  随之减小 (图 3.10)。就平均值而言,  $T-1$  时刻  $BT_{IR1}$  的值在  $9^{\circ}\text{C}$  (0300–0900 LST) 到  $13^{\circ}\text{C}$  (1200–1500 LST) 的范围内变动, 呈现出明显的日变化特征。然而, 在  $T$  时刻当积云发展到一定高度,  $BT_{IR1}$  的大小主要取决于云顶辐射而非地表辐射, 因此没有明显的日变化特征 (图 3.10;  $BT_{IR1}$  平均值的日较差仅约为  $1^{\circ}\text{C}$ )。综上所述, 在深夜和清晨,  $T-1$  时刻的较低的  $BT_{IR1}$  值使得  $T-1$  到  $T$  时段内云顶亮温  $BT_{IR1}$  的降温不够显著, 难以满足在识别 CI 卫星信号时需要达到的降温率标准, 从而导致了此时段内信号识别延迟, 提前量变短甚至出现了负值 (图 3.9a)。

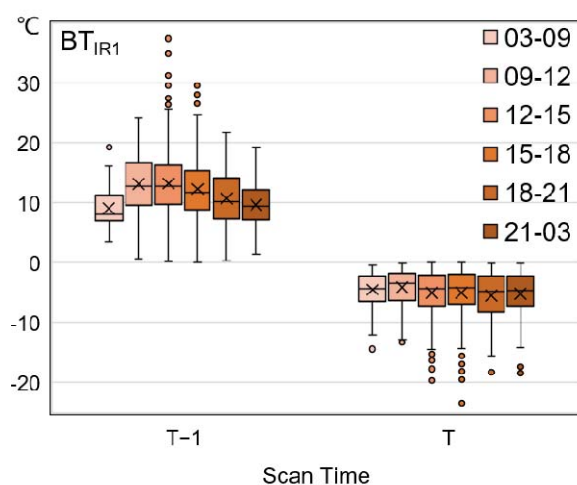


图 3.10 用盒须图表示的全部 1630 个 CI 卫星信号的  $BT_{IR1}$  在不同扫描时刻 (scan time) 的日变化。盒须图的样式说明已在图 3.4c 中给出。

### 3.2.2 月变化/季内变化

从五月到八月, 提前量呈现了逐月下降的趋势 (图 3.9b)。平均提前量从五月的 35 min 下降到八月的 1 min。就整个中国中东部地区而言, 在五月没有负提前量出现 (图 3.11a), 在六月负提前量也为数不多 (图 3.11b)。然而, 到了盛夏的七月和八月, 中国中东部负的和小的提前量变多 (图 3.11c 和 3.11d)。从五月到八月, 伴随着东亚季风的北进, 更多来自热带和亚热带海洋的暖湿空气被带入中国中东部, 为该地区提供了愈加充沛的可降水量 (图 3.6), 包括液态水含量。这对于中国中东部地区 CI 相关积云早



期发展出现暖雨过程提供了有利的条件 (Jewett and Mecikalski, 2013)。从五月到八月, 越来越多的暖雨过程部分解释了图 3.9b 中负提前量和零提前量所占比例逐月增长, 而平均提前量逐月下降的统计结果。

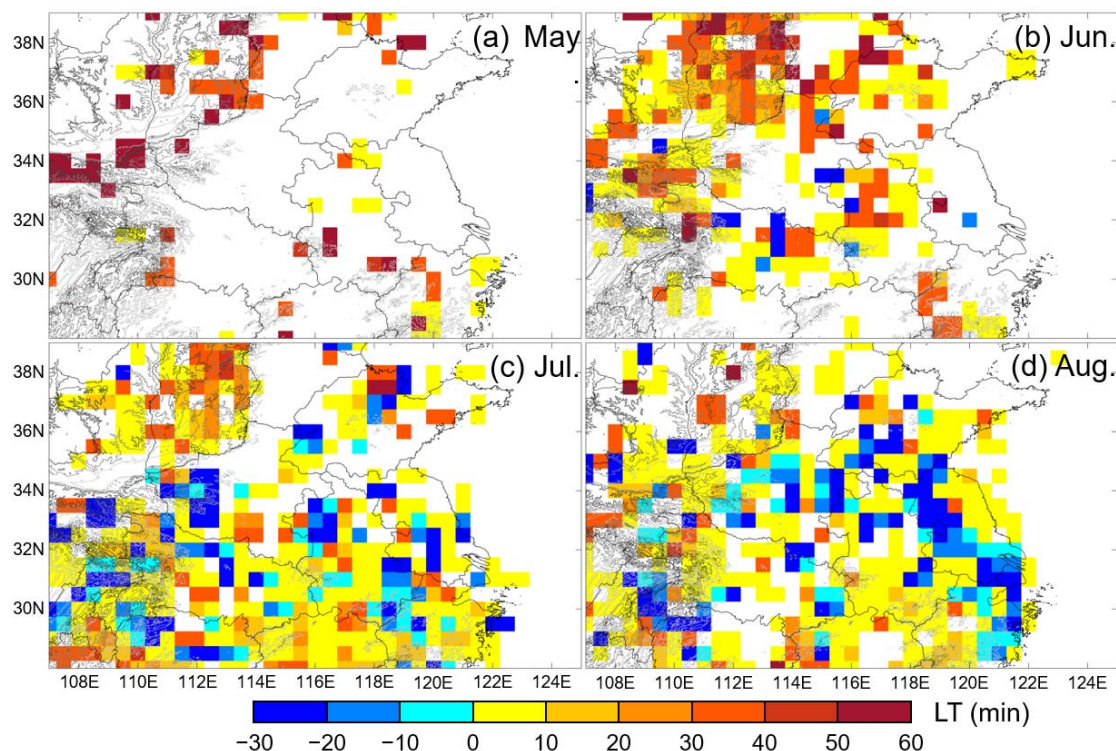


图 3.11 中国中东部 CI 卫星信号所提供提前量 (LT, lead time, 即 CI 时刻与信号形成时刻之差) 在 (a) 五月、(b) 六月、(c) 七月和 (d) 八月的网格 ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) 分布。对于每个  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  网格, 其提前量计算为该网格内或跨该网格的所有 CI 卫星信号提前量的平均值, 以确保样本数目和统计显著性。图中由浅到深的灰色等值线分别为 500 m, 1000 m 和 1500 m 等高线。

除了暖雨过程, 入夏后 CI 卫星信号对应积云发展的加快也是影响提前量季内变化的重要因素。BT<sub>IR1</sub> 可用于评估积云顶高度, 较低的 BT<sub>IR1</sub> 通常意味着较高的云顶。在 T-1 时刻, CI 卫星信号的 BT<sub>IR1</sub> 平均值和中位数都高于  $10^\circ\text{C}$  (图 3.12a), 表明在信号形成前信号位置上空主要是暖云或无云状态。五月到八月, BT<sub>IR1</sub> 略有增加 (平均值和中位数都增加约  $1^\circ\text{C}$ ), 可能与季内入夏后的陆地增温有关。到了 T 时刻, 当 CI 卫星信号形成并且信号对应积云顶达到零度层以上时, BT<sub>IR1</sub> 整体上呈现出了轻微的逐月下降趋势 (图 3.12a)。这种逐月下降趋势在 T+1 时刻当积云发展到更高层时变得愈加的显著 (图 3.12a)。T 和 T+1 时刻 BT<sub>IR1</sub> 的月变化结果表明: 入夏后从五月到八月, CI 卫星信号对应的积云一般会发展到更高的高度。积云发展速度可以根据 BT<sub>IR1</sub> 时间趋势进行推断。BT<sub>IR1</sub> 时间趋势值为负数, 越小意味着积云发展越快。不同扫描时段的 BT<sub>IR1</sub> 时间趋势一致地呈现出逐月变小的趋势 (图 3.12b), 表明越进入盛夏, 积云的发展速度更快。这可能是由于入夏后中国中东部环境水汽 (图 3.6) 和不稳定能量 (图 3.7)

的增加导致的。较快的发展速度使得积云能够更快地到达能够产生显著降水（例如本研究中的 35 dBZ 降水回波）的高度，从而导致 CI 卫星信号所能提供的平均提前量逐月变短（图 3.9b）。

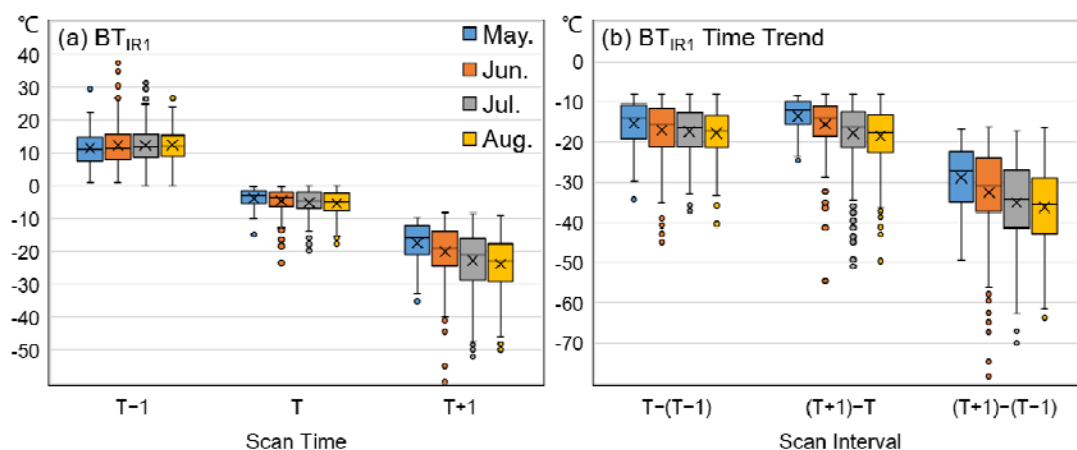


图 3.12 用盒须图表示的全部 1630 个 CI 卫星信号的 (a)  $BT_{IR1}$  在不同扫描时刻 (scan time) 和 (b)  $BT_{IR1}$  时间趋势在不同扫描时段 (scan interval) 的月变化。盒须图的样式说明已在图 3.4c 中给出。

### 3.2.3 地形变化

为研究 CI 卫星信号提供的提前量随不同地形的变化，本研究对中国中东部的五类地形进行 CI 卫星信号的收集并进行进一步统计研究。五类地形为：近海 (coastal sea;  $<0$  m)、平原 (plain; 0–200 m)、丘陵 (hill; 200–500 m)、山地 (mountain; 500–1000 m) 和高原 (plateau;  $>1000$  m)。结果表明，地形的海拔越高（图 3.4c），其上出现的 CI 卫星信号通常会有越长的提前量（图 3.9c）。从近海到高原，平均提前量从 1 min 增加到了 19 min。作为一个典型的季风气候区，中国中东部地区在东亚季风期的环境与热带环境相近。这有利于在新生积云的早期阶段出现更多的暖雨过程 (Walker et al., 2012)。因此，与其他中纬度地区相比，中国中东部环境下卫星对于  $\geq 35$  dBZ 的雷达 CI 回波所能提供的提前量整体偏短。例如，Walker et al. (2012) 发现，在美国大陆的不同地区，平均提前量为 24 到 33 min 之间；而本研究发现，在中国中东部的不同地区，平均提前量则在 1 到 19 min 之间（图 3.9c）。

在中国中东部的五类地形之中，近海和平原的平均提前量最短（图 3.9c）。这是由于东亚季风系统输送的暖湿水汽更集中于中国中东部的这两类地形中（图 3.6），所以近海和平原上更容易发生暖雨过程，导致在这两类地形的 CI 卫星信号比在其他地形有更多的负提前量和零提前量（图 3.9c）。

而平均提前量从丘陵、山地到高原的持续增加，与这些地形上不同的积云发展情

况有关。在  $T-1$  时刻，不同地形的  $BT_{IR1}$  平均值在 11 到 12°C 之间浮动（图 3.13a）。较高的  $BT_{IR1}$  意味着 CI 相关积云此时较低或者尚未出现在信号位置上。随着积云持续增长，直到  $T$  时刻信号形成，丘陵上的积云云顶相对于其他两种地形发展到更高的高度，在图 3.13a 中体现为  $T$  时刻较低的  $BT_{IR1}$ 。这三种地形之间的积云云顶高度差异在  $T+1$  时刻变得更加明显，对应的  $BT_{IR1}$  平均值（中值）从丘陵的 -24（-23）°C 升至高原的 -20（-19）°C。不同扫描时段的  $BT_{IR1}$  时间趋势（图 3.13b）表明，从丘陵、山地到高原，积云的发展速度整体上变得缓慢，从而导致了 CI 卫星信号提前量的持续增加（图 3.9c）。

综上所述，从丘陵、山地到高原积云发展速度的减慢，以及暖雨过程在近海和平原的主导作用，共同导致了我国中东部地区 CI 卫星信号平均提前量随着地形海拔的增加而增加（图 3.9c）。提前量的地形变化结果和提前量的月/季内变化结果是一致的。较长的提前量通常出现在初夏时期的西北高海拔地区，而较短的提前量则一般出现在盛夏时期的东南低海拔地区（图 3.11）。

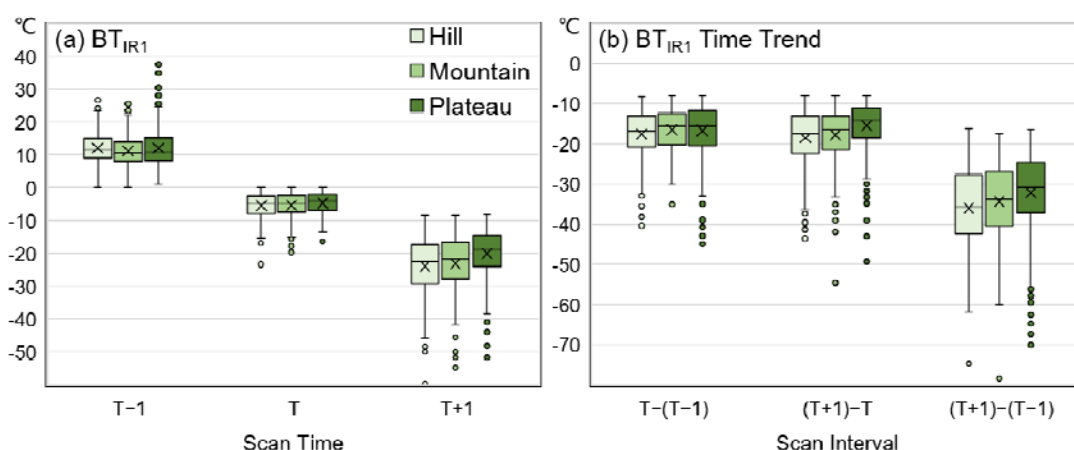


图 3.13 用盒须图表示的 CI 卫星信号的 (a)  $BT_{IR1}$  在不同扫描时刻 (scan time) 和 (b)  $BT_{IR1}$  时间趋势在不同扫描时段 (scan interval) 的地形变化。图中地形包括：丘陵 (hill)、山地 (mountain) 和高原 (plateau)。盒须图的样式说明已在图 3.4c 中给出。

### 3.3 本章小结

本章统计研究了 2010 年暖季中国中东部地区 1630 个 CI 卫星信号的时空分布和变率特征。CI 卫星信号的获取基于 2.2 节中结合中国业务静止气象卫星 FY-2 和雷达拼图设计的半自动识别方法。

研究表明，大多数 CI 卫星信号出现在中国中东部具有显著不均一地形的地理区如山区、水域和山水交界区等。日分布中，CI 卫星信号形成频率在太阳辐射最强的

午后 1200–1500 LST 达到峰值。CI 卫星信号呈逐月增加的趋势，月平均频率从五月的 2 个/天持续增加到八月 39 个/天。从初夏（五月六月）到盛夏（七月八月），受到东亚季风系统北进的影响，CI 卫星信号的高发区从干燥的西北高原山地地区转移到了湿润的东南丘陵平原地区。这些基于 2010 年一年的 CI 卫星信号得到的分布结果，在基于 2008–2012 年多年的候选卫星信号统计分析中得到了验证。

CI 卫星信号相对于雷达上 CI 回波所能提供的提前量呈现出显著的日变化、月/季内变化和地形变化特征。一天之中，在太阳辐射较强的中午前到下午（0900–1800 LST），CI 卫星信号能够提供较长的提前量。在夜间和清晨（1800–0900LST），由于积云云顶信号与地表冷背景在 IR1 图像上变得较难区分，导致信号识别延迟，从而造成了 CI 卫星信号的提前量缩短。提前量的月/季内变化和地形变化与不同环境下的暖雨过程和积云发展有关。在东亚季风期间，中国中东部与热带类似的对流环境有助于更多的暖雨过程在 CI 卫星信号形成之前出现于积云的早期阶段，从而导致更多负提前量的出现。此外，积云发展越快，能够更快地到达产生显著降水（例如本研究中的 35 dBZ 降水回波）的高度，从而导致 CI 卫星信号的提前量变短。从五月到八月，由于入夏后积云发展越来越快以及暖雨过程增多，CI 卫星信号的平均提前量逐月下降。从近海、平原、丘陵、山地到高原，随着地形海拔的增高，提前量整体上呈现变长的趋势。一方面是因为暖雨过程更多地发生于近海和平原地区，另一方面是由于从丘陵、山地到高原积云发展速度的减慢，共同导致了提前量的地形变化结果。

## 第四章 对流触发卫星信号的多光谱统计特征

本章对 2.2 节中收集的 1630 个 CI 卫星信号的多光谱信息进行统计分析。卫星上可获取多光谱信息的多少直接取决于卫星搭载设备的光谱通道数。基于 MSG 的八个 IR 通道, Mecikalski et al. (2010a) 提出了 67 个 IR 关注场 (interest fields) 用于描述 CI 相关积云的云顶高度 (cloud depth)、云顶冻结效应 (cloud-top glaciation) 和垂直发展强度 (updraft strength) 等三种物理属性。由于 FY-2E 上搭载的 S-VISSR 只有四个 IR 通道(表 2.1), 因此 FY-2E 可提供的 IR 关注场主要有十个, 具体包括  $BT_{IR1}$ ,  $BTD_{IR2-IR1}$ ,  $BTD_{IR3-IR1}$ ,  $BTD_{IR3-IR2}$ ,  $BTD_{IR4-IR1}$  等某一时刻的瞬时场和它们各自的时间趋势场 (time-trend fields)。尽管 FY-2E 可提供的 IR 关注场相对于 MSG 较少, 但经前人研究证明这些关注场在表征积云属性上都有重要而独特的作用 (Mecikalski et al., 2010a; Harris et al., 2010; Siewert et al., 2010)。十个 FY-2E 关注场在连续三个扫描时刻或扫描时段的数据是本章进行多光谱统计的样本。掌握不同关注场在不同阶段和不同对流环境下的统计特征能够为精细化 CI 预报卫星算法的建立提供参考。

本章组织如下: 4.1 节对不同连续时刻或时段的多光谱关注场的数值分布 (4.1.1 节) 和相关性 (4.1.2 节) 进行统计分析; 4.2 节讨论了不同情景下多光谱关注场的变化特征, 包括强度变化 (4.2.1 节)、日变化 (4.2.2 节)、月变化 (4.2.3 节) 和地形变化 (4.2.4 节); 4.3 节为本章小结。

### 4.1 多光谱的分布和相关性分析

在 2.2 节中, 每个 CI 卫星信号的产生都使用了连续三个卫星扫描时刻的  $BT_{IR1}$ , 包括前一时刻  $T-1$ , 当前时刻  $T$  和后一时刻  $T+1$  (图 2.2)。CI 卫星信号确认后, FY-2E 上其他 IR 通道也被用于收集不同时刻和时段的多光谱关注场信息。多光谱关注场信息具体包括  $BT_{IR1}$ ,  $BTD_{IR2-IR1}$ ,  $BTD_{IR3-IR1}$ ,  $BTD_{IR3-IR2}$  和  $BTD_{IR4-IR1}$  等五个瞬时场在  $T-1$ 、 $T$  和  $T+1$  三个时刻的值, 及这五个瞬时场在  $T-1$  到  $T$  (30 min 间隔)、 $T$  到  $T+1$  (30 min 间隔) 和  $T-1$  到  $T+1$  (60 min 间隔) 三个时段的时间趋势值 (图 4.1)。

#### 4.1.1 不同阶段关注场的数值分布

不同时刻或时段的关注场反映了 CI 相关积云在早期不同阶段的发展, 以下分别对每一个瞬时场及其时间趋势的分布进行分析, 并将所有 1630 个 CI 卫星信号在信号形成时刻  $T$  的关注场统计值与前人研究 (如, Mecikalski et al., 2006; Harris et al. 2010; Siewert et al., 2010) 中基于 GOES/MSG 得到的 CI 关注场典型阈值进行比较。

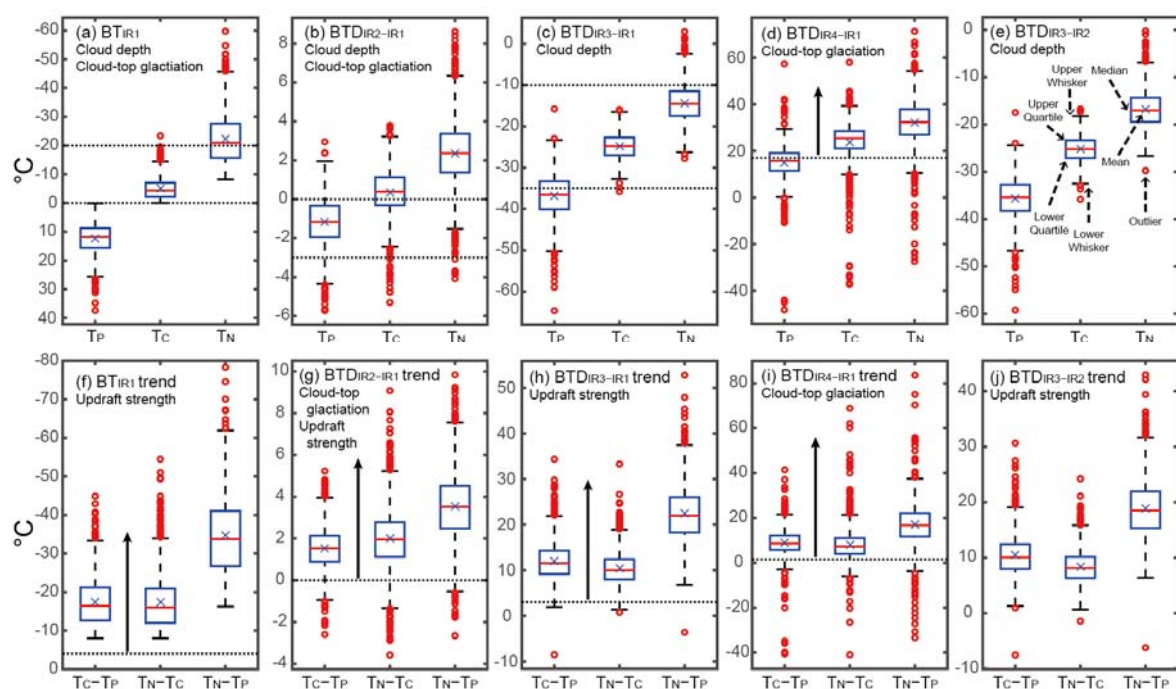


图 4.1 用盒须图 (box-and-whiskers plots) 表示的全部 1630 个 CI 卫星信号的 FY-2E 关注场 (interest fields) 数值分布。这些 FY-2E 关注场包括: (a)  $BT_{IR1}$ , (b)  $BTD_{IR2-IR1}$ , (c)  $BTD_{IR3-IR1}$ , (d)  $BTD_{IR4-IR1}$ , (e)  $BTD_{IR3-IR2}$  和他们对应的时间趋势 (f) – (j)。子图中分别给出了每个关注场所描述的 CI 相关积云发展属性, 包括云顶高度 (cloud depth)、云顶冻结效应 (cloud glaciation) 和垂直发展强度 (updraft strength)。(a) – (e) 给出了每个 BT/BTD 关注场在前一时刻  $T-1$  (图中简记为  $T_P$ )、当前时刻  $T$  (图中简记为  $T_C$ ) 和后一时刻  $T+1$  (图中简记为  $T_N$ ) 的数值分布。(f) – (j) 给出了每个时间趋势关注场在不同时段包括  $T_C-T_P$  (30 min),  $T_N-T_C$  (30 min) 和  $T_N-T_P$  (60 min) 的数值分布。图中虚线和箭头 (表示单阈值的方向) 为前人研究 (Mecikalski and Bedka 2006; Harris et al. 2010; Siewert et al. 2010) 中 GOES/MSG 关注场的典型阈值。盒须图的样式说明在 (e) 中给出。

### (1) $BT_{IR1}$ 及其时间趋势

$IR1$  通道的波段为  $10.3-11.3\mu\text{m}$ , 在此波段大气的吸收很小, 地表和云发射的红外辐射能直接通过大气被卫星接收, 因此  $IR1$  通道又被称为“红外窗区通道”。在积云发展过程中, 卫星接收到辐射主要来自积云云顶。越高的积云云顶往往对应于越小的  $BT_{IR1}$ , 当  $BT_{IR1}$  小于冰点时, 一定程度上说明了积云云顶发生了相态的转变, 出现了冻结。发展中的积云对应的  $BT_{IR1}$  时间趋势值为负数, 越小 (绝对值越大) 意味着积云垂直发展越快。基于  $IR1$  通道的特性, 本研究通过对不同时刻/时段的  $BT_{IR1}$  及其时间趋势进行较为宽松的阈值设定以产生 CI 卫星信号 (图 2.2)。如图 4.1a 所示, CI 卫星信号对应的积云经历了从晴空或暖云 ( $T-1$  时刻的  $BT_{IR1} > 0^\circ\text{C}$ )、到出现云顶冻结但尚未成为深对流云 ( $T$  时刻的  $-20^\circ\text{C} \leq BT_{IR1} \leq 0^\circ\text{C}$ )、再到发展成深对流云 ( $T+1$  时刻的平均  $BT_{IR1} \leq -20^\circ\text{C}$ ) 等过程。从 30 min 间隔的  $BT_{IR1}$  时间趋势来看,  $T-1$  到  $T$  时段与  $T$

到 T+1 时段的分布相似，两者平均值都为 $-17^{\circ}\text{C}$ ，且有超过 75%的数据值 $\leq -10^{\circ}\text{C}$ ，略低于原始的设定阈值 $-8^{\circ}\text{C}$ 。

前人基于 GOES/MSG 的研究使用 $-20^{\circ}\text{C} < \text{BT}_{10.8\mu\text{m}} < 0^{\circ}\text{C}$  和  $\text{BT}_{10.8\mu\text{m}}$  的 30 min 趋势  $< 15 \text{ min}$  趋势  $< -4^{\circ}\text{C}$  的阈值设定来识别 CI 相关积云并用于 CI 预报卫星算法。本研究得到的 T 时刻  $\text{BT}_{\text{IR1}}$  数值分布（图 4.1a）和 T-1 到 T 时段的  $\text{BT}_{\text{IR1}}$  时间趋势（图 4.1f）与前人阈值吻合。

### （2） $\text{BTD}_{\text{IR2-IR1}}$ 及其时间趋势

波段为  $11.5\text{--}12.5\mu\text{m}$  的 IR2 通道，和 IR1 通道相似，是一个红外窗区通道。不同的是，IR2 通道（特别是  $> 12.0\mu\text{m}$  的光谱部分）较 IR1 通道对水汽，特别是低层和云顶水汽，更为敏感，被称为“dirty window”。在晴空状态下，由于水汽吸收地表辐射后又以自身的较低的温度再发射辐射，使得 IR2 通道探测到的辐射比 IR1 较小， $\text{BTD}_{\text{IR2-IR1}}$  一般为负值。但对于较为深厚且不透明的积云而言，两个通道探测到的辐射都来自云顶附近，因此几乎相同， $\text{BTD}_{\text{IR2-IR1}}$  一般在  $0^{\circ}\text{C}$  附近。不断发展的积云往往对应于越大的  $\text{BTD}_{\text{IR2-IR1}}$ （图 4.1b），所以  $\text{BTD}_{\text{IR2-IR1}}$  时间趋势（图 4.1g）一般为正值，且积云发展越快，其值越大。

相比于前人研究中使用的 $-3^{\circ}\text{C} < \text{BTD}_{12.0\text{--}10.8\mu\text{m}} < 0^{\circ}\text{C}$  阈值，本研究中 T 时刻的  $\text{BTD}_{\text{IR2-IR1}}$  统计值出现了正的偏差。这种类似的结果在 Wu et al. (2016) 中出现过。Wu et al. (2016) 将这种正偏差归因于两点：1) 相比于 GOES 和 MSG，FY-2E 上 IR2 光谱响应函数中  $> 12.0 \mu\text{m}$  的部分更多，对水汽更加敏感；2) 由强上升气流带上来的低层暖湿空气发出的热辐射，这两点共同导致了更大的  $\text{BT}_{\text{IR2}}$  从而使得  $\text{BTD}_{\text{IR2-IR1}}$  出现了正的偏差和更广的分布范围（图 4.1b）。T-1 到 T 时段的  $\text{BTD}_{\text{IR2-IR1}}$  时间趋势分布与前人研究中  $\text{BTD}_{12.0\text{--}10.8\mu\text{m}}$  的 30 min 趋势  $> 0^{\circ}\text{C}$  的阈值相对吻合，但同样分布较广（图 4.1g）。

### （3） $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$ 及其时间趋势

IR3 通道的波段为  $6.3\text{--}7.6\mu\text{m}$ ，位于水汽的强吸收带内。在这一波段，卫星接收的辐射主要来自对流层中上层（ $300\text{--}600\text{hPa}$ ）水汽的发射辐射。当对流层中上层水汽含量较多时，卫星接收的水汽辐射贡献层会上移；反之，水汽含量较少时，辐射贡献层会相对下移（Bader et al., 1995）。一般情况下， $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$  为负值。当目标为积云时，随着积云的发展， $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$  的绝对值会减小，越来越接近于  $0^{\circ}\text{C}$ （图 4.1c）。对于云顶突破对流层顶（overshooting）的深厚积云（或称深对流云）， $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$  甚至会出现正值。简言之， $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$  可以用来衡量积云云顶相对于对流层中上层的高度。 $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$  时间趋势（图 4.1h）则表示积云相对于对流层中上层的垂直发展速度，其值越大，积云的垂直发展越旺盛。

本研究中 T 时刻的  $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$ （图 4.1c）及其 T-1 到 T 时段的时间趋势（图 4.1h）的统计值，与前人研究中使用的 $-35^{\circ}\text{C} < \text{BTD}_{6.7\text{--}10.8\mu\text{m}} < -10^{\circ}\text{C}$  及  $\text{BTD}_{6.7\text{--}10.8\mu\text{m}}$  的 30 min

趋势 $> 6^{\circ}\text{C}^7$ 一致。

#### (4) $\text{BTD}_{\text{IR4-IR1}}$ 及其时间趋势

IR4 通道是波段为  $3.5\text{--}4.0\mu\text{m}$  的短波红外通道。在白天, IR4 通道测量的辐射既包括目标物自身的发射辐射, 也包含了目标物反射的太阳辐射, 使得 IR4 图像特征相比于 IR1 图像和 VIS 图像更为复杂些。在某种意义上, IR4 通道在白天可以作为 VIS 通道, 在夜晚可以作为 IR1 通道 (李万彪, 2014)。IR4 通道探测到的发射辐射在一定程度上可以借助 IR1 通道亮温值来衡量, 因此  $\text{BTD}_{\text{IR4-IR1}}$  更多地反映了 IR4 通道探测到的反射太阳辐射, 受云顶相态影响较大。在积云发展的早期阶段,  $\text{BTD}_{\text{IR4-IR1}}$  通常有轻微增加的趋势, 而  $\text{BTD}_{\text{IR4-IR1}}$  时间趋势则一般为较小的正值 (Harris et al., 2010), 这些特征在本研究中都有体现, 如图 4.1d 和 4.1i 所示。由于 IR4 通道的复杂性, 加之本研究中的 CI 卫星信号覆盖了不同时段、时期和地区, 因此  $\text{BTD}_{\text{IR4-IR1}}$  及其时间趋势的分布较其他关注场更加的分散 (图 4.1d 和 4.1i 中离群值较多)。

前人研究采用  $\text{BTD}_{3.9\text{--}10.8\mu\text{m}} > 17^{\circ}\text{C}$  和  $\text{BTD}_{3.9\text{--}10.8\mu\text{m}}$  的 30 min 趋势  $> 3^{\circ}\text{C}^8$  的阈值标准用于 CI 研究。本研究得到的 T 时刻的  $\text{BTD}_{\text{IR4-IR1}}$  (图 4.1d) 及其 T-1 到 T 时段的时间趋势 (图 4.1i) 的统计值大部分在此阈值范围内, 但分布更为分散些 (很重要的一个原因是本研究包含了部分夜晚的 CI 卫星信号)。

#### (5) $\text{BTD}_{\text{IR3-IR2}}$ 及其时间趋势

在  $\text{BTD}_{\text{IR3-IR2}}$  和  $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$  中, 由于 IR3 通道中水汽的强吸收作用, IR2 和 IR1 通道的相对微弱差异使得  $\text{BTD}_{\text{IR3-IR2}}$  和  $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$  无甚区别。图 4.1e 和图 4.1c 中两个关注场在不同时刻的分布也体现了二者的相似, 其相关性会在下一节加以定量讨论。同样地,  $\text{BTD}_{\text{IR3-IR2}}$  时间趋势和  $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$  时间趋势的分布也十分相似。Mecikalski et al. (2010a) 曾指出,  $\text{BTD}_{\text{IR3-IR1}}$  及其时间趋势可以代替  $\text{BTD}_{\text{IR3-IR2}}$  及其时间趋势用来分别描述相对于对流层中上层的云顶高度和云顶增长。

对比结果表明, 大部分 FY-2E 关注场的统计值与对应的 GOES/MSG 关注场的典型阈值十分吻合, 验证了本研究中 CI 卫星信号用以表征 CI 相关积云发展特征的可靠性。

<sup>7</sup> 前人研究中使用的是  $\text{BTD}_{6.7\text{--}10.8\mu\text{m}}$  的 15 min 趋势 $> 3^{\circ}\text{C}$  的阈值, 本研究中将前人阈值进行翻倍作为 30 min 趋势的阈值。

<sup>8</sup> 前人研究中使用的是  $\text{BTD}_{3.9\text{--}10.8\mu\text{m}}$  的 15 min 趋势 $> 1.5^{\circ}\text{C}$  的阈值, 本研究中将前人阈值进行翻倍作为 30 min 趋势的阈值。



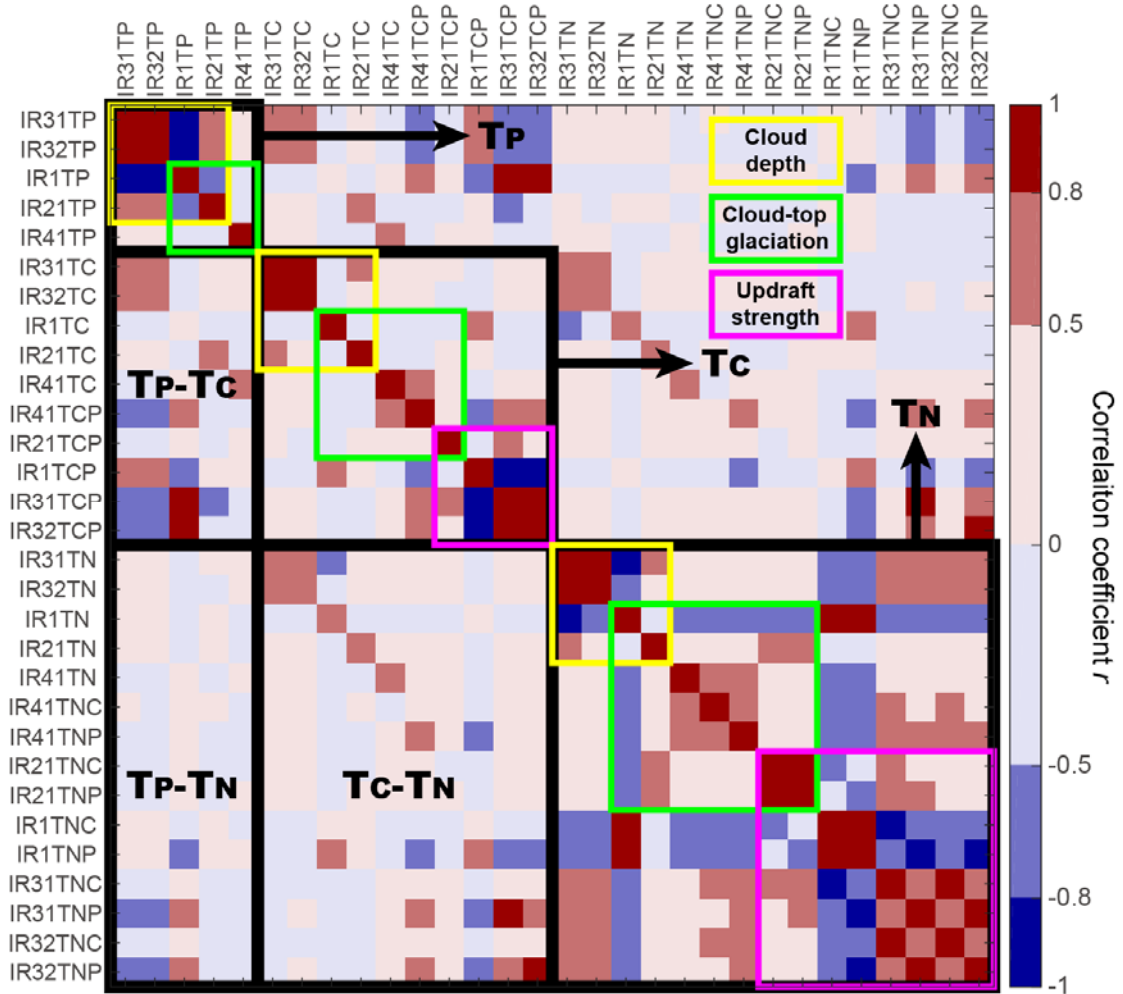


图 4.2 十个 FY-2E 关注场在三个不同时刻或时段共 30 个场 (fields) 之间的相关矩阵 (correlation matrix)。根据扫描时刻或时段先后和所描述积云属性，在图中对 30 个场进行了排序，并将相关矩阵划分成几个大的子矩阵 (黑色框) 和小的子矩阵 (黄、绿、红框)。图中  $T_P$ 、 $T_C$  和  $T_N$  分别表示前一时刻  $T-1$ 、当前时刻  $T$  和后一时刻  $T+1$ 。黄色框、绿色框和紫色框分别表示框内关注场所描述的三种积云属性：云顶高度 (cloud depth)、云顶冻结效应 (cloud-top glaciation) 和垂直发展强度 (updraft strength)，框重合则表示该关注场描述两种积云属性。为简单计，图中对 30 个场进行了简写，例如， $IR21TC$  表示  $T_C$  时刻的  $BTD_{IR2-IR1}$ ， $IR21TCP$  表示  $T_P$  到  $T_C$  时段的  $BTD_{IR2-IR1}$  时间趋势。红 (蓝) 色调用于表示场与场之间的正 (负) 相关，色调越深表示相关系数  $r$  绝对值越大，相关性越强。相关性具体分为三个等级：弱相关 ( $0 \leq |r| < 0.5$ )，中等相关 ( $0.5 \leq |r| < 0.8$ ) 和强相关 ( $0.8 \leq |r| \leq 1$ )。

#### 4.1.2 关注场相关性

本节将十个 FY-2E 关注场在三个不同时刻或时段共 30 个场进行场与场之间的相关性分析，形成了  $30 \times 30$  的相关矩阵，如图 4.2 所示。根据相关系数  $r$  的符号判断正负相关，根据  $r$  的绝对值大小将相关性分为三个等级：弱相关 ( $0 \leq |r| < 0.5$ )，中等相关 ( $0.5 \leq |r| < 0.8$ ) 和强相关 ( $0.8 \leq |r| \leq 1$ )。

在图 4.2 中，沿着整个相关矩阵的对角线，有三个大的子矩阵 (以下简称 MSM，

main submatrix), 分别包含了在 T-1, T 和 T+1 时刻得到的关注场。而在每一个大的子矩阵中, 又有两个或三个小的子矩阵 (以下简称 SSM, small submatrix), 分别包含了描述 CI 相关积云云顶高度、云顶冻结效应和垂直发展强度三种特性的关注场。当 SSM 中出现中等或强相关性时, 意味着两个相关的关注场对同一种积云特性的描述可能有冗余信息或重复作用。例如, 在描述云顶高度的 SSM (图 4.2 中的黄色框) 中,  $BTD_{IR3-IR1}$  和  $BTD_{IR3-IR2}$  都存在很强的正相关, 并且这种相关性在所有的 MSM 中都存在, 说明二者在所有阶段描述云顶高度的作用相仿, 可以相互替代, 这与 Mecikalski et al. (2010a) 中的结果一致。类似的结论也适用于描述积云垂直发展强度的  $BTD_{IR3-IR1}$  时间趋势和  $BTD_{IR3-IR2}$  时间趋势 (图 4.2 中紫色框)。

事实上, 在某个 SSM 中存在中等或强相关的两个关注场并不一样在每个 MSM 中都保持相关。这说明了不同阶段的两个关注场在描述同一种积云特性时的可替代性发生了变化。例如,  $BT_{IR1}$  与  $BTD_{IR3-IR1}$ , 在 T-1 和 T+1 时刻都具有很强的相关性, 但在 T 时刻上只有很弱的相关 (图 4.2)。产生这种相关性变化的一个主要原因是在产生 CI 卫星信号时只用到了  $BT_{IR1}$  并进行了阈值设定 (图 2.2)。阈值的设定导致了  $BT_{IR1}$  在 T 时刻受到了约束, 较 T-1 和 T+1 时刻的分布要集中的多 (图 4.1), 而其他 BTD 关注场在不同时刻的分布离散程度较为接近。因此  $BT_{IR1}$  与包括  $BTD_{IR3-IR1}$  在内的其他 BTD 关注场在 T 时刻的相关性变弱。

在 MSM 之内、但在 SSM 之外的区域, 大部分是弱相关或中等相关 (图 4.2)。这是由于这个区域内的两个关注场描述的是积云的不同特性。此区域内存在的中等和极少强相关主要由于两个方面: 1)  $BT/BTD$  关注场与其时间趋势关注场本来在计算上就存在相关关系, 如 T+1 时刻的  $BT_{IR1}$  和 T 到 T+1 时段的  $BT_{IR1}$  时间趋势 (强相关), T+1 时刻的  $BTD_{IR3-IR1}$  和 T 到 T+1 时段的  $BTD_{IR3-IR1}$  时间趋势 (中等相关); 2) T 到 T+1 时段的  $BT_{IR1}$  时间趋势和  $BT_{IR4-IR1}$  时间趋势 (中等相关) 等关注场在时间趋势上的相关性, 尽管不同时间趋势场主要表征的积云属性不一, 但或多或少都反映了积云垂直发展这一属性。

除了上述三个 MSM 外, 图 4.2 中还划分其他三个 MSM (图中  $T_P-T_C$ ,  $T_P-T_N$  和  $T_C-T_N$ ) 以显示不同时刻/时段关注场相关性。在此 MSM 中, 当两个关注场是中等或强相关时, 意味着在 T-1 或 T 时刻得到的早期关注场可以为在 T 或 T+1 时刻得到的后期关注场提供一些前兆信息。例如, 由于 T-1 时刻的  $BT_{IR1}$  与 T-1 到 T 的  $BTD_{IR3-IR1}$  时间趋势存在中等正相关, 它们的关系可以通过线性回归表示为:

$$T-1 \text{ 到 } T \text{ 的 } BTD_{IR3-IR1} \text{ 时间趋势} = 0.65 \times (T-1 \text{ 时刻的 } BT_{IR1}) + 3.93,$$

上式是基于 1630 个 CI 卫星信号进行线性回归的结果。当已经获取了 T-1 时刻的  $BT_{IR1}$  的值时, 可以借由上式估算 T-1 到 T 的  $BTD_{IR3-IR1}$  时间趋势, 并结合 T-1 时刻的  $BTD_{IR3-IR1}$  估算 T 时刻的  $BTD_{IR3-IR1}$ 。其他存在较强相关的关注场也可以通过类似的方法

法获取经验关系式，为后续积云发展提供信息。

## 4.2 多光谱的变率特征分析

本节分析不同对流环境下多光谱关注场的变率特征，包括日变化、月变化和地形变化特征。在此之前，先对不同积云发展强度（一定程度上反映了对流强度）下各个关注场的变化进行考察，目的在于了解当 CI 相关积云发展越快时不同关注场具有什么变化趋势。关注场的强度变化特征能够为后续的日变化、月变化和地形变化特征提供参考信息。在 4.1 节中已经表明， $BTD_{IR3-IR1}$  及其时间趋势分别与  $BTD_{IR3-IR2}$  及其时间趋势十分相似，具有很高的相关性。因此，在以下的变率分析中，关于  $BTD_{IR3-IR2}$  及其时间趋势的分析可以参考  $BTD_{IR3-IR1}$  及其时间趋势，不再赘述。

### 4.2.1 强度变化

这里的“强度”指的是积云的垂直发展强度，即积云发展快慢。考虑到在产生 CI 卫星信号时使用的是  $BT_{IR1}$ ，并且  $BT_{IR1}$  的大小相比与其他 IR 通道更直接取决于积云顶或地表，受其他大气成分影响小，因此这里采用 T-1 到 T+1 时段  $BT_{IR1}$  的 60 min 时间趋势来定义积云的垂直发展强度。根据  $BT_{IR1}$  时间趋势的大小，对所有的 1630 个 CI 卫星信号进行排序并从快到慢划分成五个等级：Rank1 到 Rank5，如图 4.3a 所示。每个等级都有 326 个 CI 卫星信号，Rank1 对应于积云发展最快，即 T-1 到 T+1 时段  $BT_{IR1}$  时间趋势最小（绝对值最大）的 326 个 CI 卫星信号。

整体上看，所有时间趋势场各自在不同时段都呈现出了十分一致的强度变化特征（图 4.3a, 4.3c, 4.3e 和 4.3g）。从 Rank1 到 Rank5，随着积云发展强度变慢， $BT_{IR1}$  时间趋势值越来越接近于 0，而其他 BTD 时间趋势则越来越小。同时，对应于越高等级的时间趋势场，其分布通常更为离散。这意味着积云发展较快的 CI 卫星信号中，其积云发展强度也有较大的差异。

在 T-1 时刻，等级越高的 CI 卫星信号整体上有较高的  $BT_{IR1}$ 、较低的  $BTD_{IR2-IR1}$ 、 $BTD_{IR3-IR1}$  和  $BTD_{IR4-IR1}$ （图 4.3b, 4.3d, 4.3f 和 4.3h）。借此可以推断，发展较旺盛的积云通常源自 T-1 时刻较暖的背景，也就是晴空状态或者云较低的状态。到了 T 时刻，由于较快速的垂直发展，越高等级的 CI 卫星信号则拥有越高的冻结云顶，关注场表现为较低的  $BT_{IR1}$ 、较高的  $BTD_{IR2-IR1}$ 、 $BTD_{IR3-IR1}$  和  $BTD_{IR4-IR1}$ 。经过更长时间的持续快速发展，T+1 时刻不同等级间的云顶高度差距进一步拉大，表现为同一个 BT/BTD 关注场在不同等级间的数值差异越来越明显。

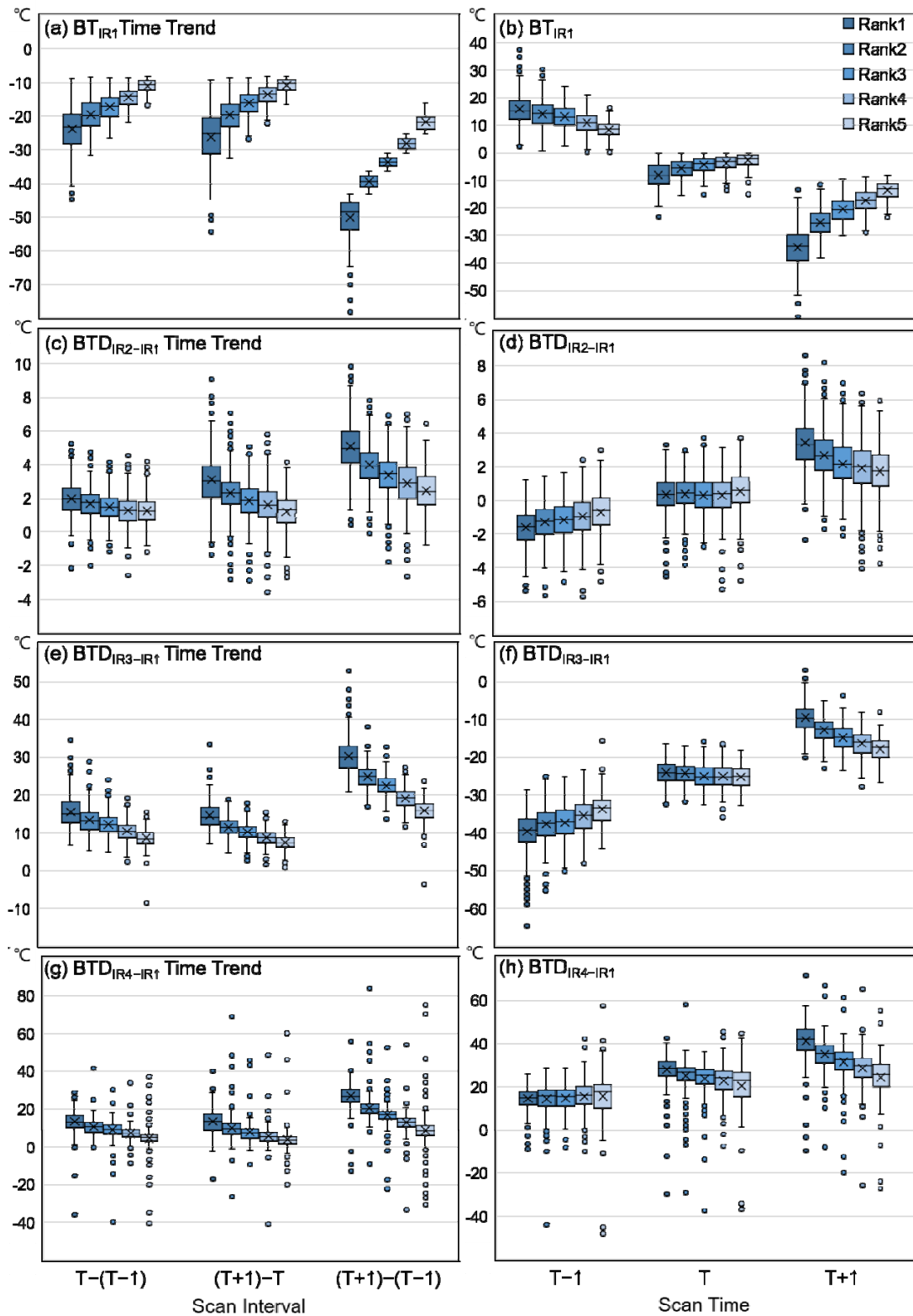


图 4.3 用盒须图表示的 FY-2E 十个关注场的强度变化。左列为不同扫描时段 (scan interval) 的时间趋势关注场, 右列为不同扫描时刻 (scan time) 的 BT/BTD 关注场。盒须图的样式说明已在图 3.4c 中给出。

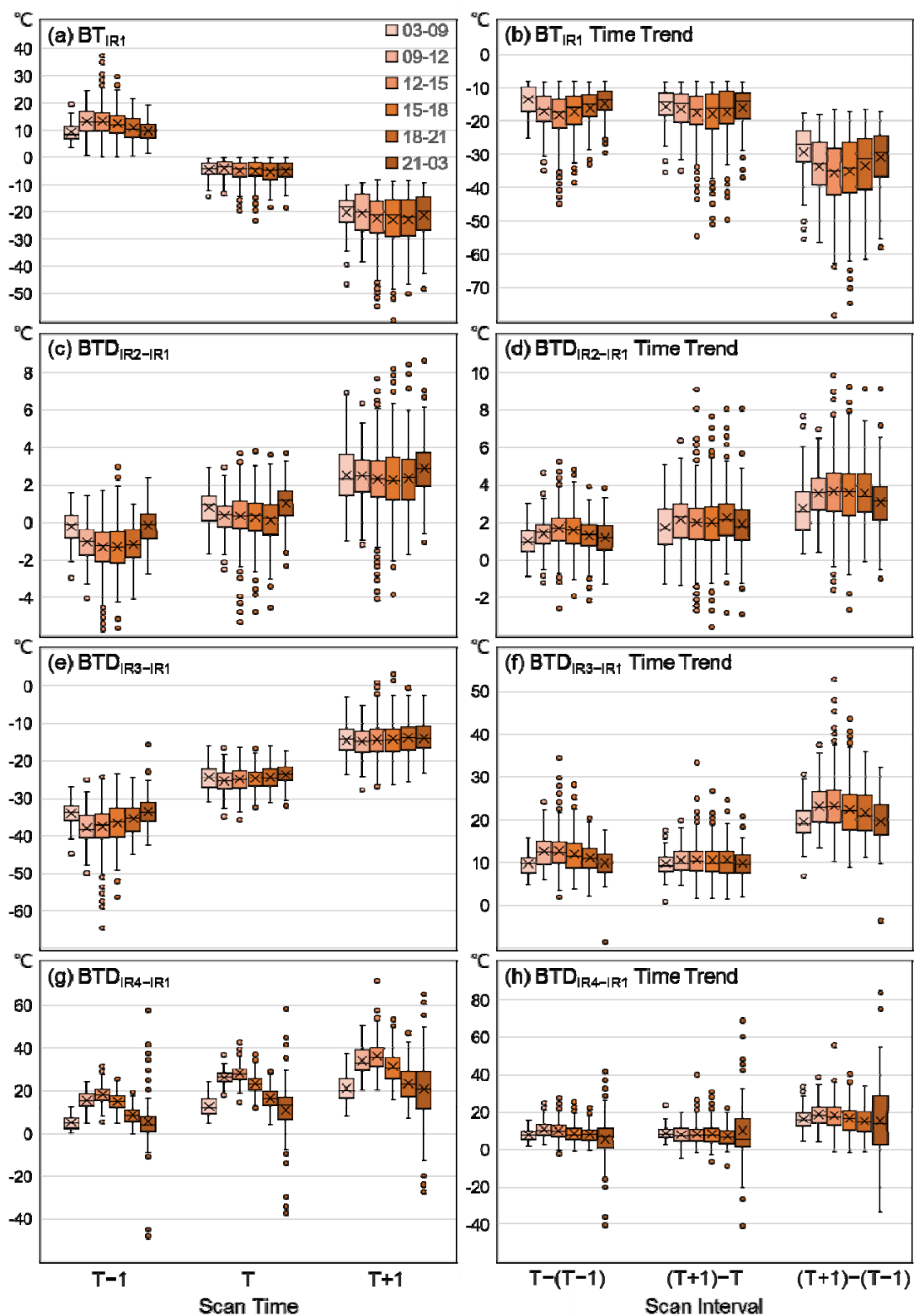


图 4.4 用盒须图表示的 FY-2E 十个关注场的日变化。左列为不同扫描时刻 (scan time) 的 BT/BTD 关注场, 右列为不同扫描时段 (scan interval) 时间趋势关注场。盒须图的样式说明已在图 3.4c 中给出。

## 4.2.2 日变化

考察关注场的日变化特征的根本目的在于理解太阳辐射对 CI 相关关注场和积云发展的影响。

如 3.2.1 节中所指出的, 在  $T-1$  时刻, 由于 CI 相关的积云尚未出现或只出现在低层,  $BT_{IR1}$  的大小主要取决于地表辐射。地表辐射又主要受太阳辐射调制, 因此  $T-1$  时刻的  $BT_{IR1}$  呈现出显著的日变化特征 (图 4.4a)。而在  $T$  时刻, 积云云顶发展过冻结高度,  $BT_{IR1}$  的大小主要取决于云顶辐射而不再是地表辐射, 因此无明显的日变化特征 (图 4.4a)。 $BT_{IR1}$  关注场在  $T-1$  和  $T$  时刻不同的日变化特征在  $BTD_{IR2-IR1}$  (图 4.4c) 和  $BTD_{IR3-IR1}$  (图 4.4e) 也有体现。考虑到 IR2 通道和 IR3 通道分别对低层和中高层水汽较为敏感, 而水汽日变化相较于地表辐射较弱, 因此  $BTD_{IR2-IR1}$  和  $BTD_{IR3-IR1}$  在  $T-1$  和  $T$  时刻的日变化差异在本质上还是与  $BT_{IR1}$  有较大的关系。到了  $T+1$  时刻,  $BT_{IR1}$ 、 $BTD_{IR2-IR1}$  和  $BTD_{IR3-IR1}$  均未呈现出显著的日变化特征, 表明一天中不同时刻的积云在  $T+1$  时刻所达到的高度并无大的差异。值得注意的是,  $BTD_{IR4-IR1}$  在所有时刻都表现出了显著的日变化特征 (图 4.4g)。如 4.1.1 节中所提到的, 这是由于  $BTD_{IR4-IR1}$  很大程度上反映了 IR4 通道探测到的反射太阳辐射。在白天, 太阳辐射较大,  $BTD_{IR4-IR1}$  也随之增大。

$BT_{IR1}$ 、 $BTD_{IR2-IR1}$  和  $BTD_{IR3-IR1}$ , 在  $T-1$  时刻有别于  $T$  和  $T+1$  时刻的日变化特征, 使得这些关注场的时间趋势在包含  $T-1$  的时段 (即  $T-1$  到  $T$  和  $T-1$  到  $T+1$ ) 呈现出了显著的日变化特征, 在  $T$  到  $T+1$  时刻则较不明显 (图 4.4b, 4.4d 和 4.4f)。而由于  $BTD_{IR4-IR1}$  在所有时刻都有显著的日变化, 因此  $BTD_{IR4-IR1}$  时间趋势在不同时刻的日变化特征变得微弱 (图 4.4h)。

## 4.2.3 月变化/季内变化

从五月到八月, 随着入夏后东亚季风系统的北进, 水汽、不稳定能量等环境条件发生了变化。获取不同环境条件下关注场和积云发展的变化特征是考察关注场月变化/季内变化的目的。

在 3.2.2 节中已经指出, 由于入夏后中国中东部环境的水汽 (图 3.6) 和不稳定能量 (图 3.7) 增加, CI 卫星信号对应积云的发展也随之加快。具体表现为五月到八月,  $T$  和  $T+1$  时刻  $BT_{IR1}$  (图 4.5a), 和不同时刻的  $BT_{IR1}$  时间趋势 (图 4.5b), 都呈现了逐月下降的趋势。在本节中, 积云发展逐月加快的趋势也能通过其他 BTD 关注场及其时间趋势加以确认。

$BTD_{IR3-IR1}$  (图 4.5e) 及其时间趋势 (图 4.5f) 可用于推断不同水汽条件下的积云发展。一方面, 由于 IR3 通道对中上层水汽敏感且其最大贡献层会随水汽含量的增加而上移 (Bader et al., 1995; Mecikalski et al., 2013), 因此水汽含量的增加会导致  $BT_{IR3}$

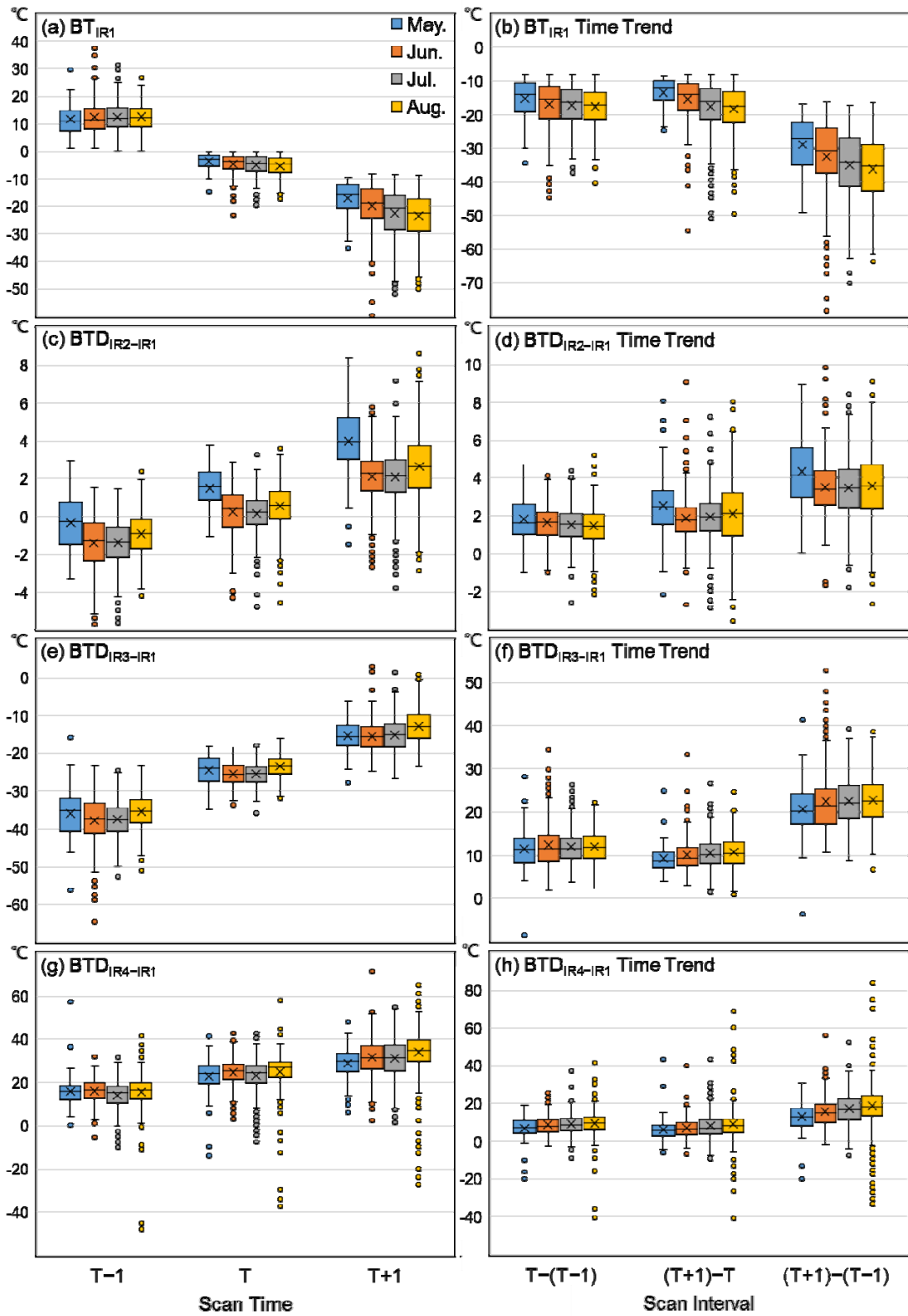


图 4.5 用盒须图表示的 FY-2E 十个关注场的月变化。左列为不同扫描时刻 (scan time) 的 BT/BTD 关注场, 右列为不同扫描时段 (scan interval) 时间趋势关注场。盒须图的样式说明已在图 3.4c 中给出。

降低,从而使得  $BTD_{IR3-IR1}$  也随之减小。另一方面,积云快速垂直发展会使得云顶更接近对流层中上层,同时增强由强上升气流带来的低层暖湿空气发出的热辐射效应 (Wu et al., 2016),共同导致  $BTD_{IR3-IR1}$  增大。基于上述两个方面,考虑到从五月到八月水汽含量的增加,  $BTD_{IR3-IR1}$  在所有扫描时刻呈现的“先减后增”的月变化特征 (图 4.5e),暗含着积云发展逐月增强的信息。通过减轻甚至消除两次扫描时刻之间的水汽影响,  $BTD_{IR3-IR1}$  时间趋势可以更清楚地表征积云发展强度的月变化。不同时段  $BTD_{IR3-IR1}$  时间趋势 (图 4.5f) 从五月到八月整体上不断上升,证实了入夏后积云发展逐月增强的趋势。

类似于  $BTD_{IR3-IR1}$  及其时间趋势,  $BTD_{IR2-IR1}$  (图 4.5c) 及其时间趋势 (图 4.5d) 在评估积云发展时也需要考虑环境水汽的影响。所不同的是,主要影响 IR2 通道的是低层和云顶水汽,相比于主要影响 IR3 通道的中高层水汽,不稳定性更大。因此,从整体上的月变化特征看,  $BTD_{IR2-IR1}$  (图 4.5c) 及其时间趋势 (图 4.5d) 与  $BTD_{IR3-IR1}$  (图 4.5e) 及其时间趋势 (图 4.5f) 相似,但变化的偏差和变率更大 (特别是五月的分布)。

表征积云云顶冻结效应的  $BTD_{IR4-IR1}$  (图 4.5g) 及其时间趋势 (图 4.5h),从五月到八月在不同时刻或时段整体上呈现出微弱的增加趋势,表明云顶冻结效应增强、积云发展加速。

#### 4.2.4 地形变化

不同地形对关注场和积云发展的作用可以通过获取关注场的地形变化进行考察。不同的地形常常有着不同的对流条件 (如水汽),所以考察地形变化常常也夹杂着对不同对流条件的考察。这里主要考察 CI 卫星信号关注场在中国中东部的地形变化。在中国中东部地区,由于西高东低的整体地形分布,较高的地形通常对应于较干旱的环境 (图 3.6)。在 3.2.3 节的分析中借助  $BT_{IR1}$  (图 3.13a) 及其时间趋势 (图 3.13b) 已经发现,从丘陵、山地到高原,积云的发展速度整体上变得缓慢。这里再引入近海和平原两种地形进行多光谱关注场的分析。

如前所述,  $T-1$  时刻的  $BT_{IR1}$  (图 4.6a) 主要取决于地表辐射,而不同地形的地表辐射则取决于受太阳辐射、地形比热和海拔高度等因素调制的地表温度。随着积云持续发展,地表辐射作用减弱或消失,  $BT_{IR1}$  可以准确地反映不同地形上云顶高度的变化。从  $T$  (较不明显) 和  $T+1$  时刻可以看出,总体上丘陵和平原的  $BT_{IR1}$  (图 4.6a) 最低,近海和山地较低,而高原最高,表明在积云高度上,具有“丘陵和平原 > 近海和山地 > 高原”的地形分布特征。整合不同时段的  $BT_{IR1}$  时间趋势 (图 4.6b) 的地形变化特征表明,在积云发展强度上,同样也具有丘陵和平原最快 ( $BT_{IR1}$  时间趋势绝对值最大),近海和山地居中,而高原最慢 ( $BT_{IR1}$  时间趋势绝对值最小) 的变化特征。通过  $BTD_{IR4-IR1}$



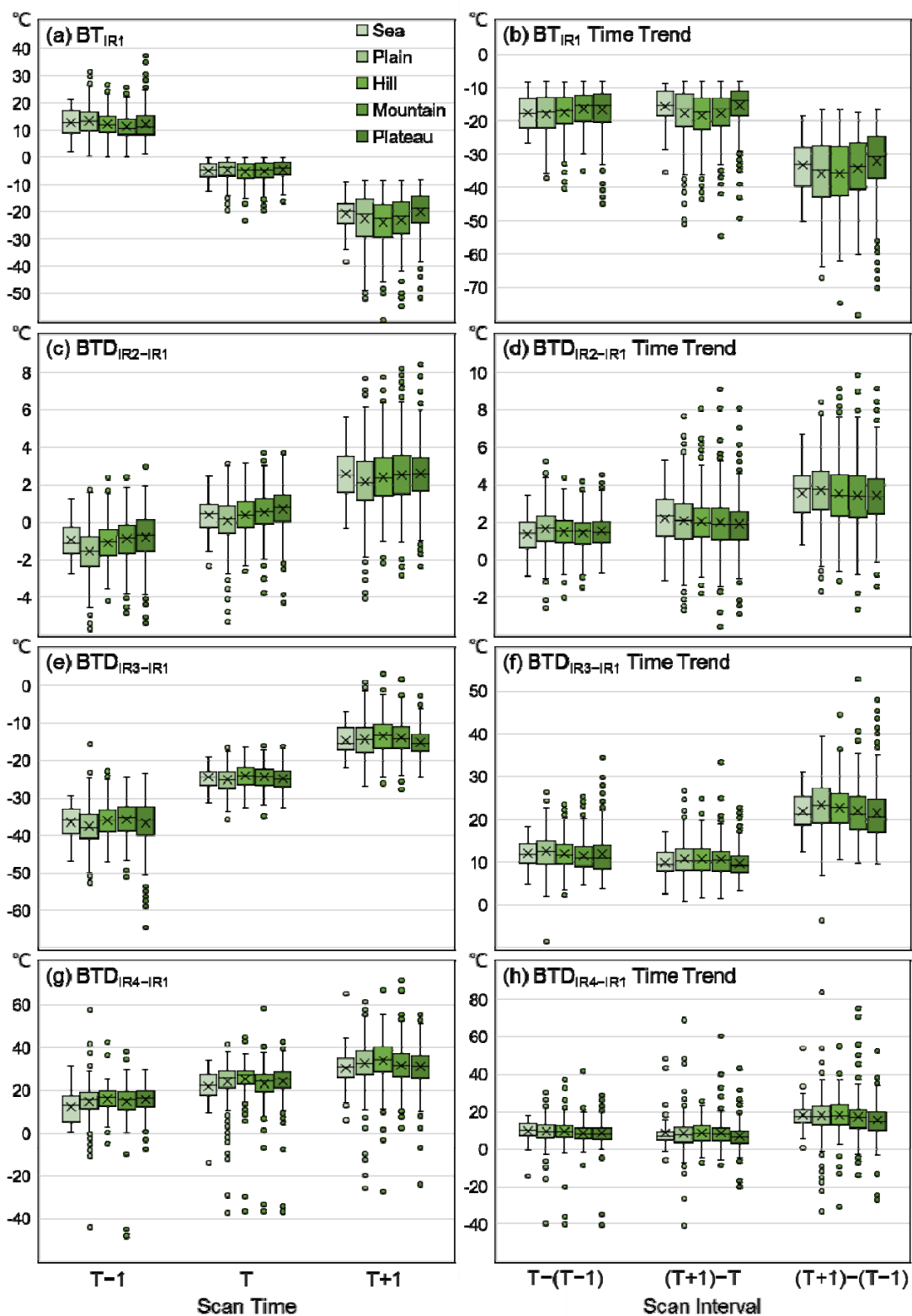


图 4.6 用盒须图表示的 FY-2E 十个关注场的地形变化。左列为不同扫描时刻 (scan time) 的 BT/BTD 关注场, 右列为不同扫描时段 (scan interval) 时间趋势关注场。盒须图的样式说明已在图 3.4c 中给出。

(图 4.6g) 及其时间趋势 (图 4.6h) 也能获取类似的地形变化特征, 两个关注场的值越高对应于伴随着积云更快速发展产生了更显著的积云云顶冻结效应。

使用  $BTD_{IR2-IR1}$  (图 4.6c) 和  $BTD_{IR3-IR1}$  (图 4.6e) 评估不同地形的积云发展时需要考虑水汽的影响。在  $T-1$  时刻, 从平原到高原, 随着地形海拔增加, 水汽含量减少,  $BTD_{IR2-IR1}$  和  $BTD_{IR3-IR1}$  整体出现上升的趋势。 $BTD_{IR2-IR1}$  和  $BTD_{IR3-IR1}$  在近海特殊的高值可能与海洋自身丰富的暖湿空气背景有关。到了  $T$  和  $T+1$  时刻,  $BTD_{IR2-IR1}$  和  $BTD_{IR3-IR1}$  在不同地形间的差异变小, 暗含着积云在平原和丘陵, 相对于山地和高原, 有更快的发展速度。通过观察不同时段  $BTD_{IR2-IR1}$  时间趋势 (图 4.6d) 和  $BTD_{IR3-IR1}$  时间趋势 (图 4.6f) 可以发现, 两种趋势关注场在平原和丘陵的值整体上略高于山地和高原, 表明积云在平原和丘陵上的发展速度确实更为快速。

### 4.3 本章小结

本章基于中国中东部暖季 1630 个 CI 卫星信号样本, 对 FY-2E 十个多光谱 IR 关注场进行统计分析。重点分析了不同阶段关注场的数值分布特征和相关性, 以及不同情景下关注场的变率特征。

与前人研究对比显示, 大部分 FY-2E 关注场在信号形成时刻的统计值与对应的 GOES/MSG 关注场的典型阈值十分吻合, 验证了本研究 CI 卫星信号用以表征 CI 相关积云发展特征的可靠性。中国中东部地区的  $BT_{IR1}$  时间趋势平均值为  $-17^{\circ}\text{C}(30\text{ min})^{-1}$ 。有超过 75% 的样本的  $BT_{IR1}$  时间趋势低于  $-10^{\circ}\text{C}(30\text{ min})^{-1}$ , 略低于原始设定阈值  $-8^{\circ}\text{C}(30\text{ min})^{-1}$ 。未来建立 CI 预报卫星算法时, 可以考虑使用更为严格的 30 min 间隔的  $BT_{IR1}$  时间趋势阈值来减少 CI 预报的虚警率 (FAR, false alarm rate)。FY-2E 得到的  $BTD_{IR2-IR1}$  统计值相比于 GOES/MSG 关注场中使用的典型阈值出现了正的偏差, 主要是由于 FY-2E 的 IR2 光谱响应函数形状和被强上升气流带到云顶的低层暖湿空气发出的热辐射导致。

通过建立不同时刻或时段十个 FY-2E 关注场的相关矩阵发现: 1) 同一时刻/时段、描述同一种积云特性的关注场常有冗余信息或重复作用; 2) 描述不同积云特性的两个关注场一般相关性较弱; 3) 当不同时刻/时段的两个关注场出现中等或强相关时, 通过线性回归, 早期关注场可以为后期关注场提供前兆信息。

考察关注场的强度变化、日变化、月变化/季内变化和地形变化发现:

- (1) 积云发展越快的 CI 卫星信号中, 其积云发展强度有越大的差异。发展较旺盛的积云通常发展自较暖的背景, 也就是晴空或者低云的状态;
- (2) 受由太阳辐射调制的地表辐射影响, 在信号形成时刻前各关注场呈现出明显的日变化特征。而  $BTD_{IR4-IR1}$  很大程度上反映了 IR4 通道探测到的反射太阳辐射,

因此在所有时刻都有明显的日变化特征；

- (3) 关注场的月变化和地形变化表明，积云发展逐月增强，在平原和丘陵快于海洋和山地，更快于高原。使用  $BTD_{IR2-IR1}$  和  $BTD_{IR3-IR1}$  对不同月份、不同地形的积云发展进行评估时需要考虑水汽的影响。 $BTD_{IR2-IR1}$  主要受低层和云顶水汽影响，相对于主要受中高层水汽影响的  $BTD_{IR3-IR1}$ ，不稳定性更大。

本章中获取的 CI 卫星信号多光谱统计特征，希望能为之后 CI 临近预报卫星算法的精细化提供参考。

## 第五章 边界层辐合线及其引发对流的雷达统计特征

本章重点展示中国西北河套地区夏季边界层辐合线（简称边界）及其引发对流在雷达观测中的统计特征，并对其进行分析。河套地区地处我国西北半干旱到干旱地区，其中由黄河灌溉而成的河套灌区是亚洲最大的灌区之一。河套灌区作为绿洲，其周围环绕着狼山、库布齐沙漠、乌兰布和沙漠、桌子山和黄土高原（图 5.1），使得整个河套地区具有高度不均一的下垫面特征。如此复杂的地形下垫面上边界具有怎样的统计分布特征是本章首先要回答的问题。边界的重要作用在于为对流的发生发展提供指示作用，然而并非所有的边界都能引发对流。引发对流的边界与未引发对流的边界在自身和环境上的统计特征差异也将在本章中进行对比分析。最后，本章阐述了边界引发对流的分布与变率特征。

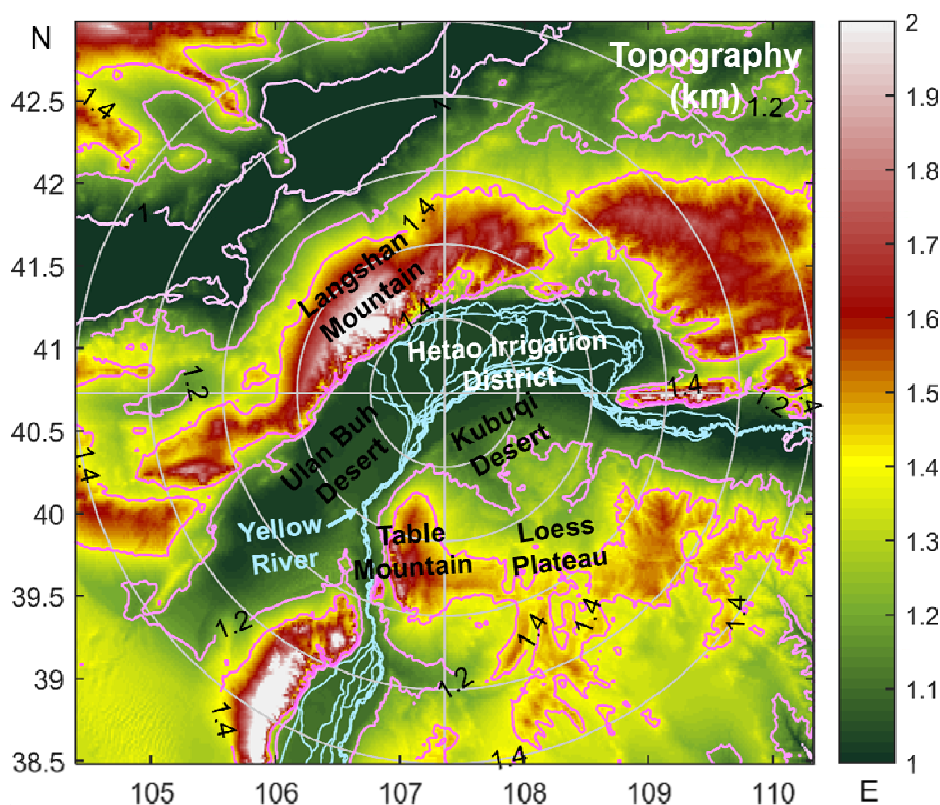


图 5.1 中国河套地区地形图。图中给出了河套灌区（Hetao Irrigation District）、狼山（Langshan Mountain）、库布齐沙漠（Kubuqi Desert）、乌兰布和沙漠（Ulan Buh Desert）、桌子山（Table Mountain）、黄土高原（Loess Plateau）和黄河（Yellow River）等重要地形的位置。图中紫线为等高线，十字灰线交点为研究中所用的临河雷达站点位置，从内到外的灰色圆圈表示离雷达 50 km、100 km、150 km、200 km 和 250 km 的位置。

本章组织如下：5.1 节展示了边界的分布特征，包括年月分布（5.1.1）、空间部分（5.1.2）、日分布（5.1.3）等时空分布，以及持续时间（5.1.4）、最大长度（5.1.5）和移动特征（5.1.6）分布。5.2 节对引发对流的边界和未引发对流的边界在形成阶段（5.2.1）、成熟阶段（5.2.2）、移动特征（5.2.3）和对流参数（5.2.4）等方面进行对比。5.3 节给出了边界所引发对流降水的分布和变率特征，包括对流总体分布（5.3.1）、月分布（5.3.2）和区间分布（5.3.3）。最后一节对本章内容进行了小结。

## 5.1 边界层辐合线的分布特征

### 5.1.1 年月分布

基于 2012–2016 年夏季 6–8 月的临河雷达反射率数据，河套地区共识别出 323 条边界，其中有 143 条引发对流的边界，占比 44%。表 5.1 中具体给出了研究期间每年夏季每月边界和引发对流的边界的数目。整体上看，河套地区夏季每月平均可以探测到 22 条边界，以七月最多、八月次之、六月最少。不同年月，引发对流的边界所占百分比在 25%和 66%之间浮动，就五年总体而言，七月能达到 51%，六月为 44%，而八月仅有 37%（表 5.1）。统计过程中发现，一天最多能出现四条边界。

表 5.1 2012–2016 年 6–8 月河套地区边界数目统计结果。统计结果包括全部边界数目、引发对流的边界数目及其所占百分比（表中加粗斜体）。

年份	六月			七月			八月		
	全部	CI	CI%	全部	CI	CI%	全部	CI	CI%
2012	13	4	<b>31</b>	32	16	<b>50</b>	28	9	<b>32</b>
2013	31	20	<b>65</b>	30	16	<b>53</b>	26	8	<b>31</b>
2014	14	4	<b>29</b>	35	23	<b>66</b>	14	8	<b>57</b>
2015	12	3	<b>25</b>	19	5	<b>26</b>	19	7	<b>37</b>
2016	7	3	<b>43</b>	18	8	<b>44</b>	25	9	<b>36</b>
五年	77	34	<b>44</b>	134	68	<b>51</b>	112	41	<b>37</b>

为更好地掌握边界全生命期的分布特征，对每一条边界定义了以下三个阶段：

- （1）形成阶段（Formation Stage）：满足定义的边界首次达到 10 km 长度的阶段（如图 5.2a 所示）。
- （2）触发阶段（CI Stage）/消散阶段（Dissipation Stage）：此阶段为边界最后阶段。对于引发对流的边界，此阶段为触发阶段，即引发首个  $\geq 10$  dBZ 雷达回波的 CI 时刻（如图 5.2c 所示）；对于未引发对流的边界，此阶段为消散阶段，即边界最后达到 10 km 长度的阶段。
- （3）成熟阶段（Mature Stage）：介于形成阶段和触发阶段/消散阶段之间，边界取得

最大长度的阶段（如图 5.2b 所示）。

需要指出的是，由于雷达数据缺失或杂波的干扰，并不是每一条边界的所有三个阶段都能在雷达反射率图上识别出来。但整体上无法识别的情况较少，对统计结果的影响可忽略不计。

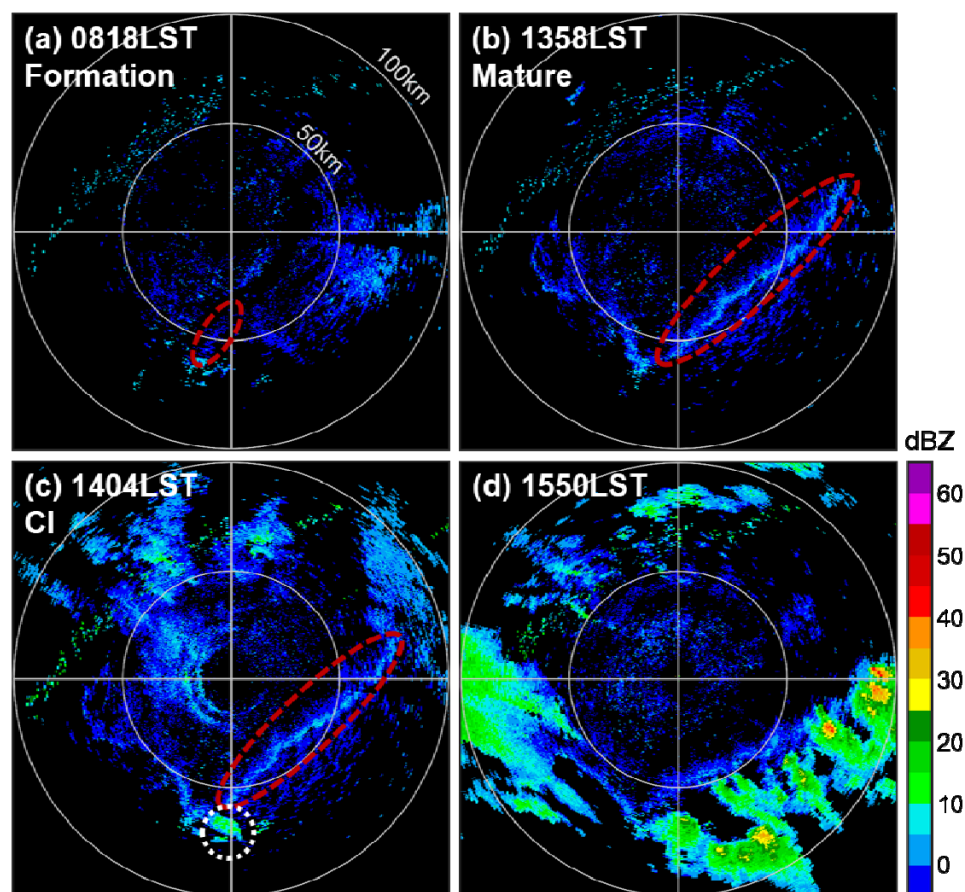


图 5.2 2013 年 6 月 4 日一引发对流的边界在不同阶段的雷达反射率图：(a) 0818 LST，形成阶段（起始 10km）；(b) 1358 LST，成熟阶段（最大边界长度）；(c) 1404 LST，触发阶段（首个  $\geq 10$  dBZ 回波）和 (d) 1550 LST。其中 (a) 和 (b) 为雷达底层两个仰角的组合反射率图，(c) 和 (d) 为全部九个仰角的组合反射率图。十字灰线交点为临河雷达站点位置。从内到外的灰色圆圈表示离雷达 50 km 和 100 km 的位置。

### 5.1.2 空间分布

图 5.3 给出了全部 323 条边界在不同阶段质心的空间分布。可以发现，不同阶段所有的边界都在临河雷达 150 km 的水平范围内，并且绝大部分在 100 km 水平范围内。由于雷达以一定仰角进行探测，因此在水平方向上离雷达越远意味着探测到的回波高度越高（图 2.4）。边界的识别主要基于底层两个仰角（ $0.5^\circ$  和  $1.5^\circ$ ）的组合反射率图。以  $1.5^\circ$  仰角计，可以推算绝大部分的边界高度不会超过 2.6 km ( $100 \text{ km} \times \tan 1.5^\circ$ )，边界能达到的最大高度不会超过 3.9 km ( $150 \text{ km} \times \tan 1.5^\circ$ )。

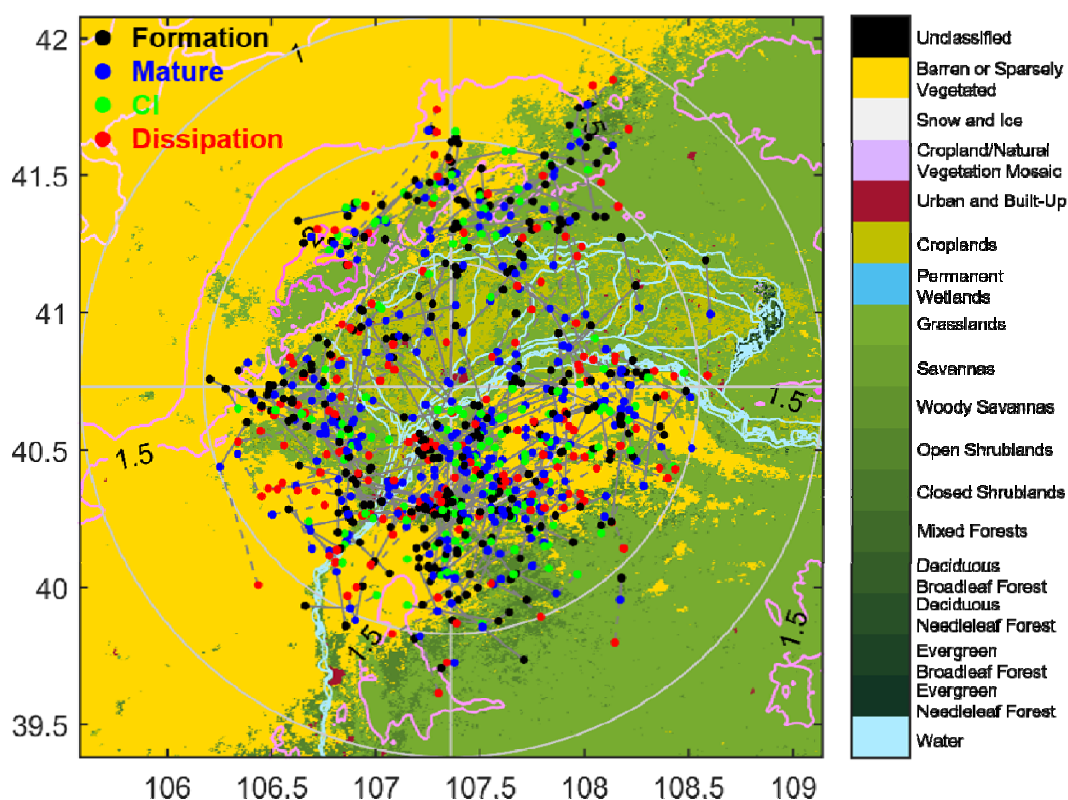


图 5.3 2012–2016 年 6–8 月河套地区全部 323 条边界辐合线的轨迹。每条边界都包含三个阶段：形成（Formation）、成熟（Mature）和触发（CI）/消散（Dissipation），图中给出了边界每个阶段的质心位置。图中黑点到蓝点的灰实线为边界从形成到成熟阶段的移动方向，蓝点到绿点/红点的灰虚线为边界从成熟到触发/消散阶段的移动方向。底图为 2012 年 MODIS 陆地覆盖类型产品。从内到外的灰色圆圈表示离雷达 50 km、100 km 和 150 km 的位置。

从图 5.3 还可以发现，边界更多地出现在河套灌区周围的山地和沙漠地区（尤其是库布齐沙漠），而较少出现在河套灌区。类似地，Sato et al. (2007) 基于卫星观测统计曾指出，河套灌区的云形成频率明显低于灌区周围的沙漠、山地和高原地区。Kawase et al. (2008) 进一步用数值模拟研究表明，由于河套灌区和周边干旱地区显著的植被覆盖差异（图 5.4a）引起的热力性质差异（图 5.4b）能够形成类似于海陆风的热力环流。此热力环流在低层由植被指数高的灌区吹向植被指数低的干旱地区，并在干旱地区形成上升气流促进云形成，在灌区形成下沉气流抑制云形成（图 5.4），从而使得河套灌区的云形成频率显著低于周围干旱地区。本研究同样发现了河套地区显著的热力性质差异。以 2013 年 6 月为例，河套灌区和周边沙漠地区的平均表面温度差能超过  $15^{\circ}\text{C}$ （图 5.4b）。在如此强的温度差异背景下，热力环流很容易在沙漠地区形成辐合上升气流。同时，沙漠地区被上升气流扬起的沙尘颗粒可以作为示踪物被雷达探测到，即为边界。这解释了边界在沙漠等干旱地区出现的频率明显多于在下沉气流主导的灌区的现象。

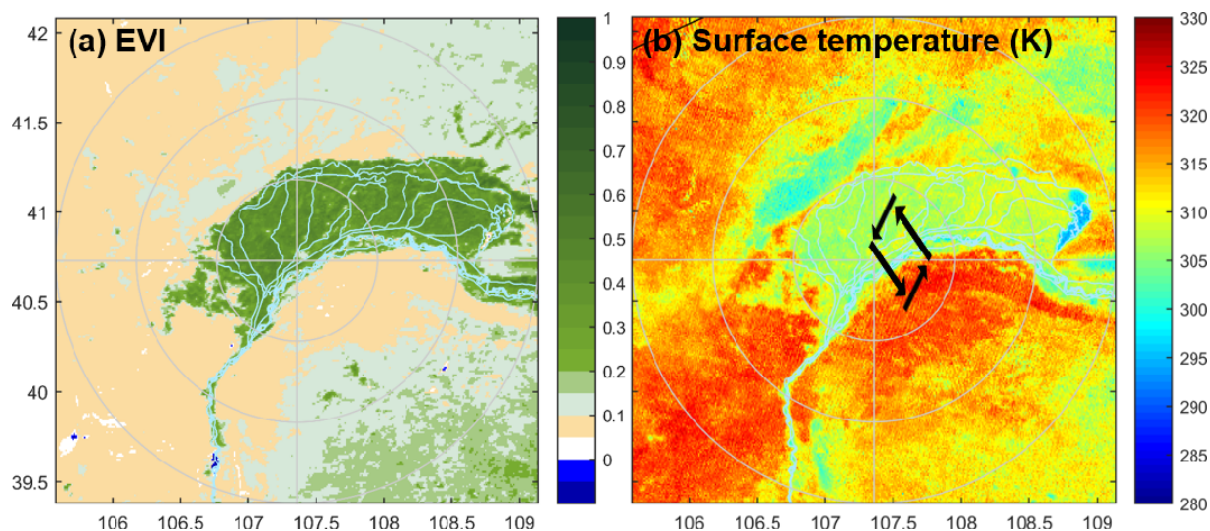


图 5.4 河套地区基于 MODIS 的 (a) 增强植被指数 (EVI) 月平均产品得到的 2012–2016 年 6–8 月月平均 EVI) 和 (b) 陆地表面温度产品得到的 2013 年 6 月月平均表面温度 (单位: K)。

### 5.1.3 日分布

从日分布看, 超过 80% 的边界形成于 0800–1600 LST, 并在 1000–1100 LST 有最多的边界形成 (图 5.5)。在形成峰值 2 h 后的 1200–1300 LST, 有最多的边界发展到成熟阶段, 同时引发对流的边界也在此时段取得触发阶段的分布峰值。对于未引发对流的边界, 约有 70% 集中消散于 1700–2100 LST。

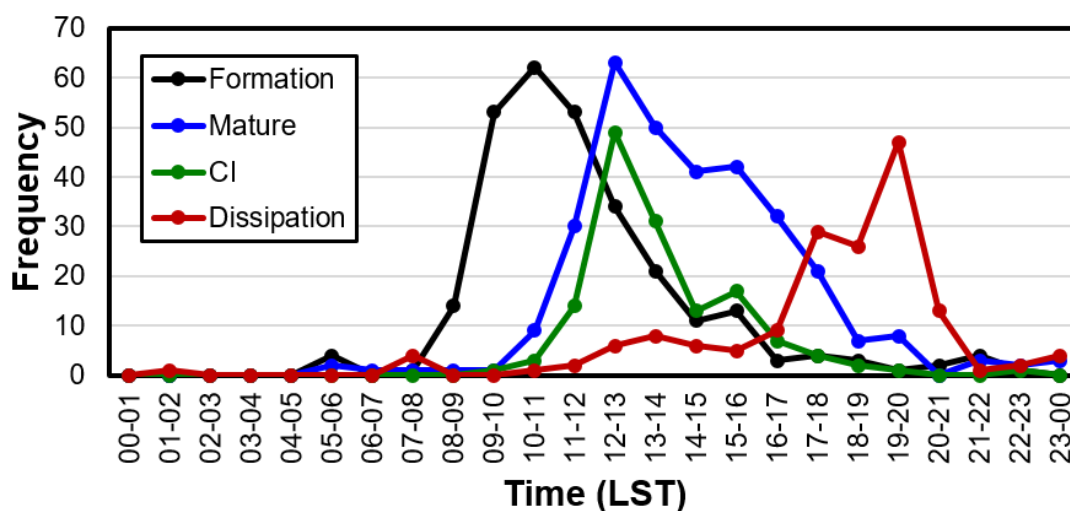


图 5.5 2012–2016 年 6–8 月河套地区全部 323 条边界在不同阶段的频率日分布, 包含形成 (Formation)、成熟 (Mature)、触发 (CI) 和消散 (Dissipation) 阶段。



不同阶段的频率日分布体现了太阳辐射加热作用对边界形成发展的重要影响。河套地区的边界实质上是地表热力性质差异所引发热力环流在雷达上的表现。而太阳辐射对地表的加热作用能够加剧河套灌区与周边干旱地区的陆表温度差异，促进热力环流的产生。因此，大部分边界形成于太阳辐射显著的白天时段，并在太阳辐射最强的午后有最多的边界发展到成熟阶段。而日落后，太阳辐射减弱，边界伴随着热力环流的减弱而开始大量消散。

#### 5.1.4 持续时间分布

为了更定量地衡量边界不同阶段的时间差，图 5.6 给出了形成、成熟和触发/消散两两阶段间持续时间的分布。基于此，可以得到以下信息：

- (1) 从形成到消散，未引发对流的边界的全生命期最短为将近 1 h (54 min)，最长能持续超过 11 h (669 min)，所有边界的平均生命期约为 5 h (311 min)；
- (2) 引发对流的边界从形成到引发对流的持续时间，平均约为 2.5 h (162 min)。最快只需要 6 min，最慢则可达 8.7 h (524 min)。此持续时间也是边界能够作为 CI 前兆信号的关键，理论上该持续时间越长能够为 CI 预报提供更长的提前量。
- (3) 对于全体边界，其从形成到发展成熟平均需要 2.5 h (154 min)。对于引发对流的边界，当其发展到最大长度的成熟阶段，紧随其后便会引发对流，从成熟到触发阶段平均只需 20 min。而对于未引发对流的边界，从成熟到消散的平均持续时间约为 2.5 h (148 min)，此持续时间与从形成到成熟阶段的持续时间整体相近。

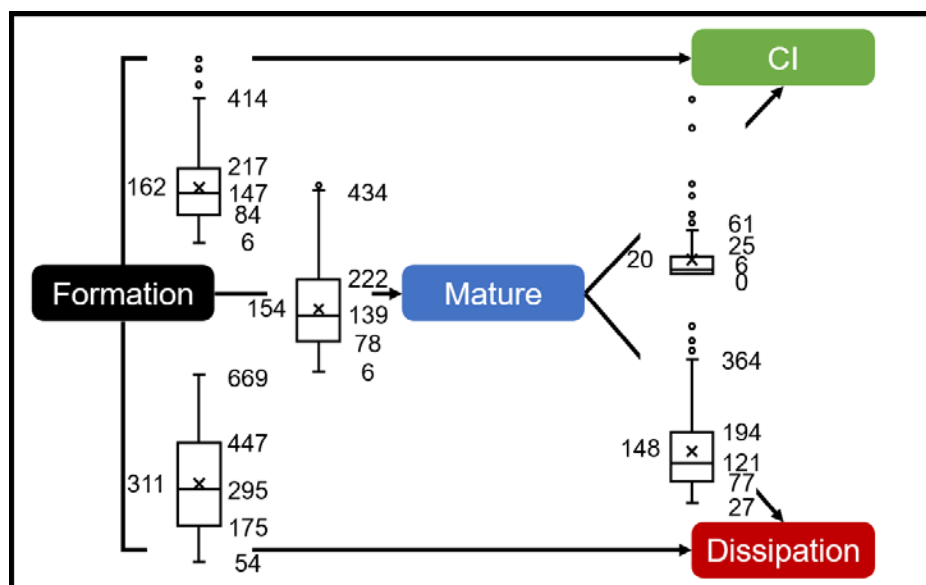


图 5.6 用盒须图表示的边界在不同阶段间的持续时间分布 (单位: min)。盒须图的样式说明参考图 3.4c。

### 5.1.5 最大长度分布

基于以上统计结果可以发现，成熟阶段是边界生命期中十分重要的一个阶段。对于引发对流的边界，其成熟阶段几乎与触发阶段同步；而对于未引发对流的边界，成熟阶段既是其发展的顶点，也是其全生命期的中点。成熟阶段为边界取得最大长度的阶段。统计发现，边界的最大长度最长可达 225 km，最短为 21 km，全部边界的平均最大长度为 86 km（图 5.7a）。

图 5.7b 展示了取得最大长度的边界在不同走向的频率和平均最大长度。边界频率的走向分布上，以东北—西南走向最多，占比约 45%，其次为东—西走向，占比约 22%，南—北和东南—西北走向则相对较少。在东—西和东北—西南走向上，平均最大长度分别为 96 和 92 km，明显长于东南—西北和南—北走向的 75 和 69 km。

综上，可以发现无论是频率还是平均最大长度上，边界在东北—西南和东—西走向都要大于东南—西北和南—北走向，这与河套地区主要地形的大体走向有密切的关系。河套灌区整体上为一东北—西南到东—西走向的窄长地带，而其周围的库布齐沙漠和狼山也是类似走向的地形（图 5.1）。而边界的形成通常平行于不均匀下垫面的交界处，河套不同地形主体为东南—西北和南—北走向的特征决定了在边界在这两个走向上频率更高，平均最大长度更长。

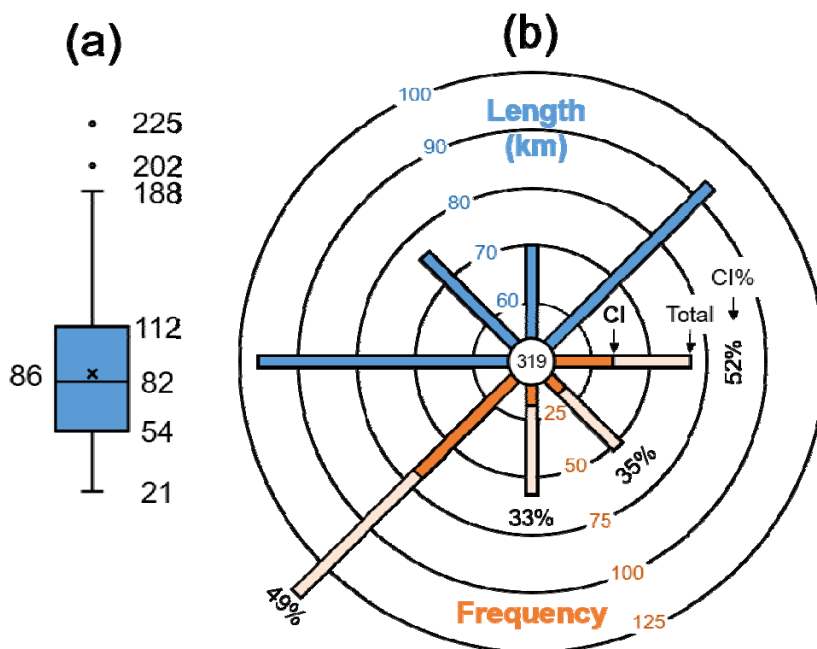


图 5.7 成熟阶段的边界 (a) 长度分布 (单位: km) 和 (b) 在不同走向上的频率 (橙色部分) 与平均最大长度 (蓝色部分)。走向包括东—西、东北—西南、南—北和西北—东南四种走向。频率的走向分布包含了全部 (Total) 边界的频率, 和引发对流 (CI) 的边界频率及其所占百分比 (CI%)。

## 5.1.6 移动特征分布

移动特征，包括移动方向和速度是判断边界后续发展的重要参数。通过统计边界从形成到成熟阶段质心的移动特征发现，往东北和东面移动的边界最多，往西边和西北移动的边界最少（图 5.8a）。形成到成熟阶段的边界移动速度绝大部分低于 6.8 m/s，平均为 2.9 m/s（图 5.8b）。往东北和东面方向移动的边界速度整体较快（超过 3 m/s），而往西北方向移动的边界速度最慢（图 5.8b）。

边界的移动特征与热力环流的方向有关。这里的移动特征是通过边界的质心移动计算而得的。在低层，热力性质差异引起的环流风从地表较冷的河套灌区吹向周围地表较热的干旱地区。统计过程中发现，大量在雷达南面形成的边界在形成后会不断向北延伸，然后在低层环流风的影响下向东移动。综合作用下，往东北和东面移动的边界速度较多且较快。而往西北移动的边界通常出现在雷达西北面，由于狼山的阻挡作用，其移动速度整体偏慢，部分边界甚至接近于静止状态。

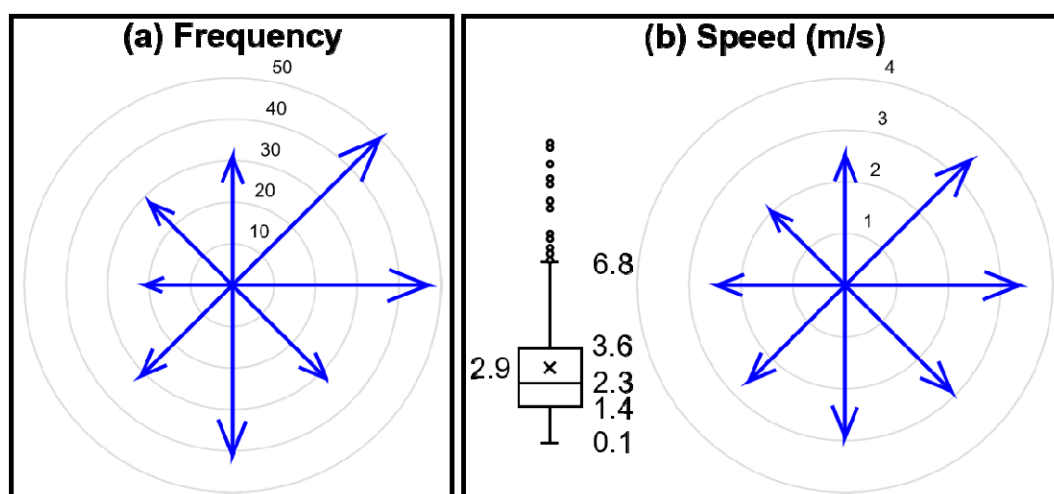


图 5.8 边界从形成到成熟阶段在不同移动方向的 (a) 频率和 (b) 速度分布。(b) 中用盒须图给出了所有边界从形成到成熟阶段的移动速度分布。盒须图的样式说明参考图 3.4c。

## 5.2 引发对流的边界层辐合线与未引发对流的边界层辐合线的对比

以上 5.1 节分析了边界整体的分布特征，而对于对流预报而言，更重要的一个问题是什么样边界更容易引起对流的发生。本节将从不同方面对引发对流的边界（以下简称 CI 边界）与未引发对流的边界（以下简称 Non-CI 边界）进行对比以回答这个问题。

### 5.2.1 形成阶段

对比 CI 边界和 Non-CI 边界的形成阶段可以发现，CI 边界的形成时间整体上较 Non-CI 边界早（图 5.9）。约 98% 的 CI 边界集中形成于 0800–1600 LST，其中 1000–1100 LST 为 CI 边界的形成峰值时段。而 Non-CI 边界的形成时间则相对较为离散，在 1100–1200 LST 取得峰值。

在边界形成的主要时段内，即 0800–1600 LST（该时段内每小时时段的边界总数都不低于 10），CI 边界所占百分比随时间的推移而显著下降（图 5.9）。此统计结果表明，越早形成的边界有更高的可能性会引发对流。

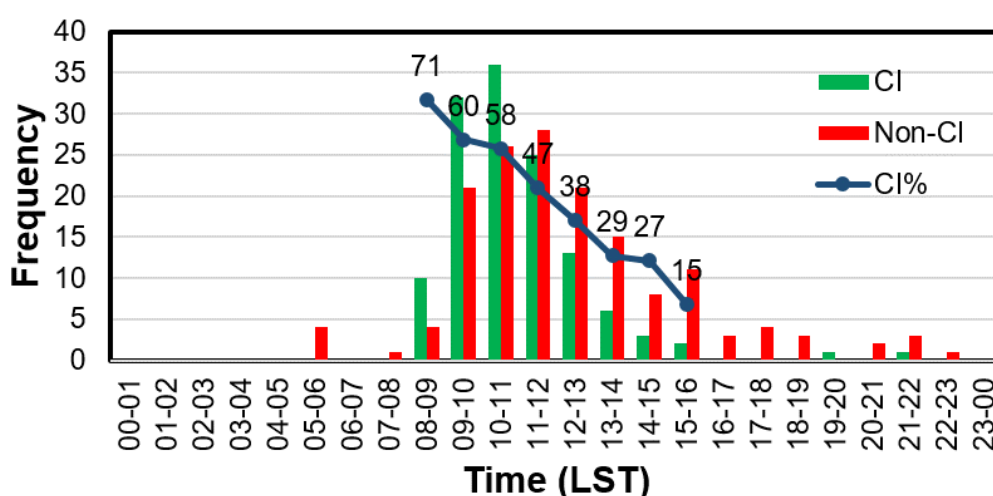


图 5.9 形成阶段 CI 边界和 Non-CI 边界的频率日分布。图中蓝线给出了边界总数大于 10 的时段中 CI 边界所占百分比（CI%）。

整体上看，在 0800–1600 LST 时段内，形成越早的边界，其从形成到成熟阶段的持续时间会更长，而其在成熟阶段所具有的最大长度也会更长（图 5.10）。可以推测，越早形成的边界，能够在利于对流发生的环境形成之前，有更充足的时间发展到成熟阶段从而获得较长的最大长度。而边界的长度越长，一方面在一定程度上反映了低层辐合越强，另一方面边界与环境水汽和不稳定能量的接触几率也会越大，总体上更有

利于 CI 的发生<sup>9</sup>。因此，在 0800–1600 LST 时段内，形成越早的边界有更大的可能性成为 CI 边界（图 5.10）。

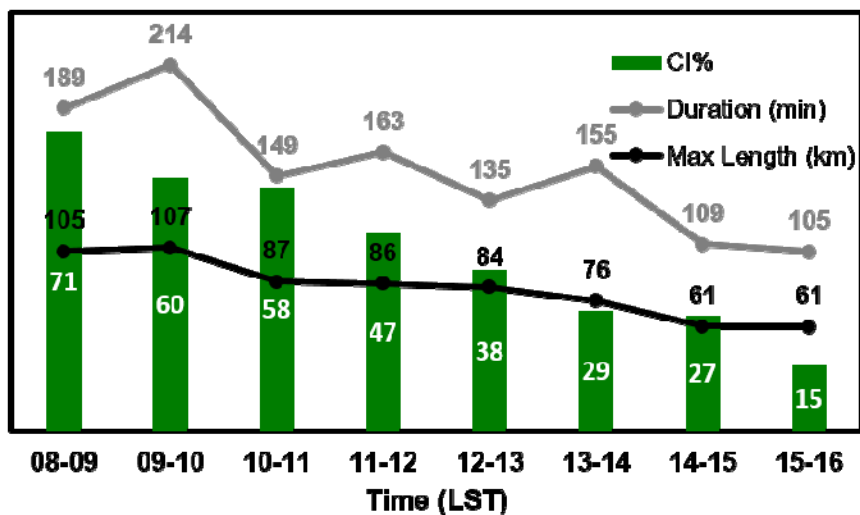


图 5.10 形成阶段不同时段（只考虑边界总数大于 10 的时段）对应的 CI 边界所占百分比（CI%）、从形成到成熟阶段的平均持续时间（Duration）和边界的平均最大长度（Max Length）。

### 5.2.2 成熟阶段

在成熟阶段的空间分布上，CI 边界更显著地出现在河套灌区周边的干旱地区，特别是灌区南面的库布齐沙漠。而在河套灌区出现的则主要是 Non-CI 边界（图 5.11）。

CI 边界的最大长度整体上略微长于 Non-CI 边界，但差异不明显（图 5.11）。无论是 CI 边界还是 Non-CI 边界，在成熟阶段都是以东北–西南走向为主（图 5.7b）。就频率所占百分比（图 5.7b）而言，在东–西（52%）和东北–西南（49%）走向上，CI 边界和 Non-CI 边界几乎持平，但在西北–东南（35%）和南–北（33%）走向上，CI 边界则明显少于 Non-CI 边界。换言之，在成熟阶段为东–西和东北–西南走向的边界有更大的几率导致 CI。

从日分布来看，CI 边界的成熟阶段整体相对于 Non-CI 边界提前约 1–2 h（图 5.12）。CI 边界的成熟高峰期主要集中在中午前后（1100–1400 LST），而 Non-CI 边界则主要成熟于下午和傍晚（1300–1800 LST）。CI 边界本身一般形成较早（图 5.9），另一方面其引发对流的高峰期为 1200–1300 LST（图 5.5），因此其介于形成和触发阶段的成熟阶段也相对于 Non-CI 边界的成熟阶段整体有所提前。通过计算不同时间段的 CI 边界所占百分比可以发现，在中午前后成熟的边界有更大的几率会成为 CI 边界（图 5.12）。

<sup>9</sup> 需要指出的是，边界长度不是影响 CI 发生的唯一因素。长度越长越有利于 CI 发生的前提是环境本身利于对流发生。

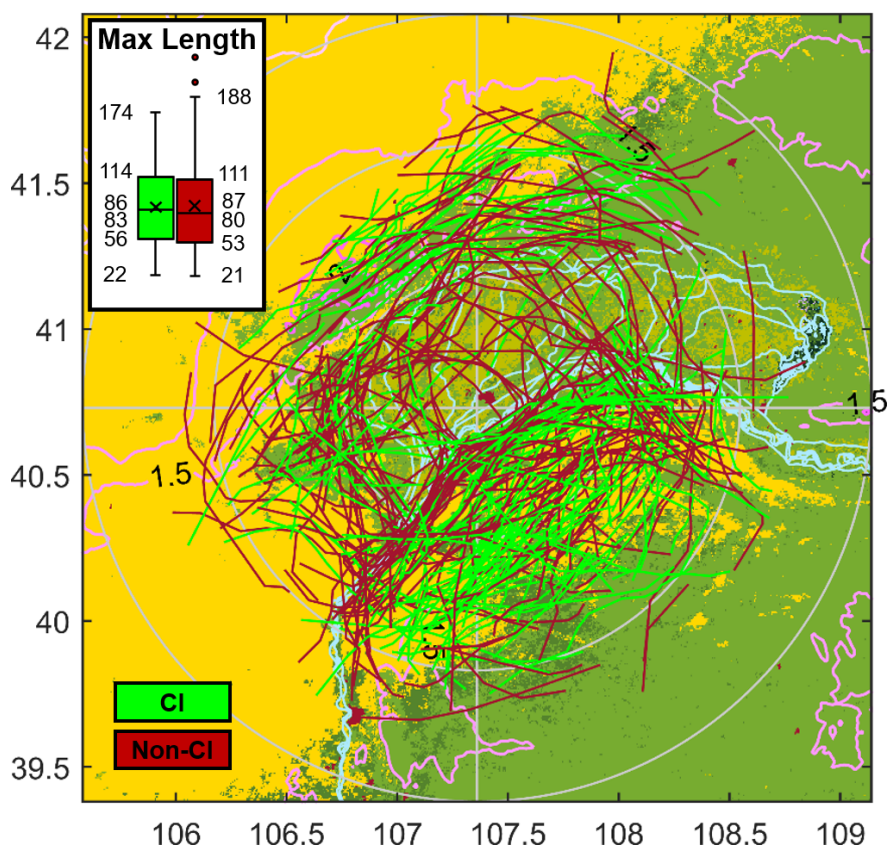


图 5.11 成熟阶段 CI 边界（绿色）和 Non-CI 边界（红色）的分布。底图为 MODIS 陆地覆盖类型产品。左上角用盒须图给出了 CI 边界和 Non-CI 边界最大长度的分布。盒须图的样式说明参考图 3.4c。十字灰线交点为临河雷达站点位置。

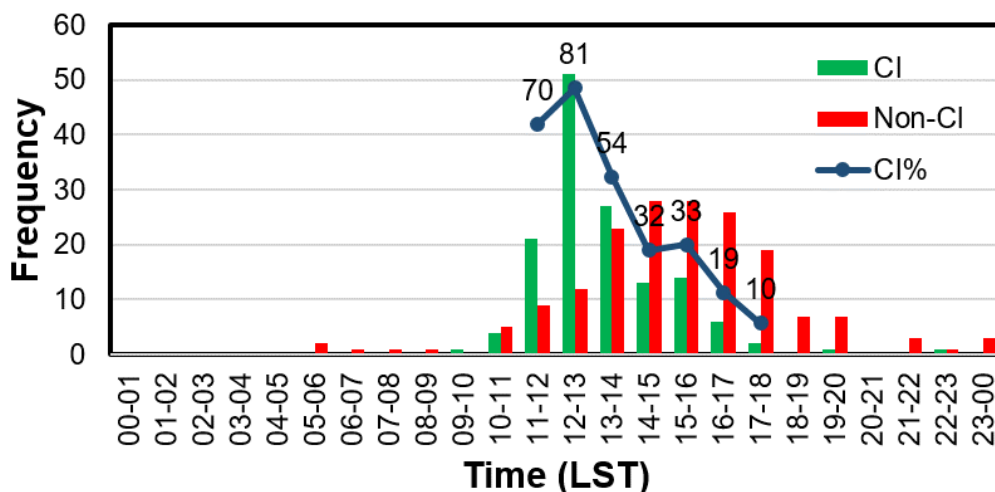


图 5.12 成熟阶段 CI 边界和 Non-CI 边界的频率日分布。图中蓝线给出了边界总数大于 10 的时段中 CI 边界所占百分比 (CI%)。

### 5.2.3 移动特征

图 5.13 对比了 CI 边界和 Non-CI 边界从形成到成熟阶段的移动特征。

在移动方向上，CI 边界主要朝东北和东面移动，而 Non-CI 边界则更多地朝南面、东面和西南移动（图 5.13a）。通过计算 CI 边界所占百分比可以得出，朝东北移动的边界有最高的可能性（62%）会发生 CI，朝东面、北面 and 东南移动的边界有接近 50% 的可能会发生 CI，而朝其他方向移动的边界发生 CI 的可能性较低（图 5.13a）。

移动速度上，CI 边界和 Non-CI 边界在整体上无大的区别，CI 边界的平均速度为 3.1 m/s，略高于 Non-CI 边界的 2.7 m/s（图 5.13b）。但在某些移动方向上，两者的平均速度出现了较为显著的差别（图 5.13b）。朝东面和东北移动的 CI 边界平均移动速度约为 4 m/s，明显快于 Non-CI 边界在相同方向上的平均移动速度（不到 3 m/s）。而朝西北移动的 CI 边界，其平均速度则小于 Non-CI 边界。其他移动方向上，两者的平均速度无大的差别。

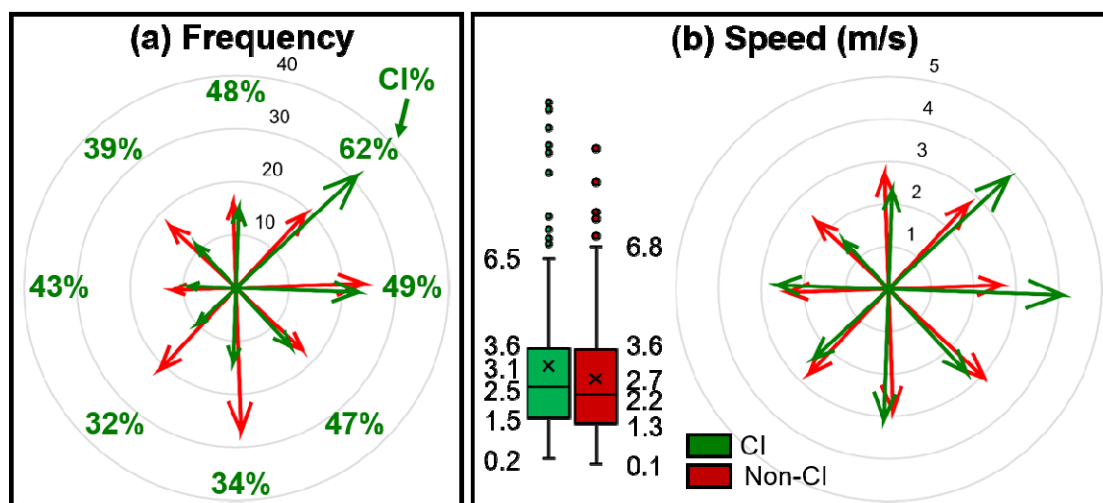


图 5.13 CI 边界和 Non-CI 边界从形成到成熟阶段在不同移动方向的 (a) 频率和 (b) 平均速度。(b) 中用盒须图给出了 CI 边界和 Non-CI 边界从形成到成熟阶段的移动速度分布。盒须图样式说明参考图 3.4c。

### 5.2.4 对流参数

边界能否引发对流很大程度上取决于对流环境。基于探空廓线得到的对流参数能够有效反映环境的稳定度，从而用于评估对流系统发生的潜势。这里通过对比 CI 边界和 Non-CI 边界的对流参数以衡量二者在对流环境方面的差异。

CI 边界和 Non-CI 边界对流参数的获取主要基于 2012–2016 年 6–8 月每日 00 UTC（即 08 LST）的临河探空数据。根据某一天内是否有 CI 边界，将研究时段内出现边界的所有天分为 CI 天和 Non-CI 天。所有 CI 天的对流参数作为 CI 边界的统计样本，而

所有 Non-CI 天的对流参数则作为 Non-CI 边界的统计样本。图 5.14 给出了 CI 边界和 Non-CI 边界不同对流参数分布的对比。

对流参数<sup>10</sup>的对比结果表明,相比于 Non-CI 边界,CI 边界发生的对流环境本身整体上更有利于对流的发生。具体表现如下:

- (1) 不同的稳定度参数一致表明 CI 边界的对流环境较 Non-CI 边界更不稳定,发生对流的可能性更大。总体上看,CI 边界有较小的沙氏指数 (SI)、抬升指数 (LI) 和虚温订正的抬升指数 (LL<sub>v</sub>), 有较大的 K 指数 (KI)、全总指数 (TT) 和强天气威胁指数 (SWEAT)。
- (2) Non-CI 边界的对流有效位能 (CAPE) 和虚温订正的对流有效位能 (CAPE<sub>v</sub>) 为 0, 而其对流抑制能量 (CIN) 和虚温订正的抑制能量 (CIN<sub>v</sub>) 为无穷大, 从 00 UTC 的探空来看, 其对流环境十分不利于对流的发生。而 CI 边界的 CAPE 和 CAPE<sub>v</sub> 整体较大, 其 CIN 和 CIN<sub>v</sub> 也较少出现无穷大值, 当气块克服 CIN 后能够获得较大的 CAPE, 总体上更有利于 CI 的发生。理查森数 (BRCH) 或虚温订正的理查森数 (BRCH<sub>v</sub>), 作为 CAPE 或 CAPE<sub>v</sub> 与垂直风切变的比值, 用于评估不同对流风暴的种类, 也呈现出与 CAPE 或 CAPE<sub>v</sub> 一致的分布特征。
- (3) CI 边界的抬升凝结高度 (LCL)、对流自由高度 (LFC) 和虚温订正的 LFC<sub>v</sub>, 整体上相对于 Non-CI 边界较低 (图 5.14 中表现为气压值较高), 有利于对流云的形成和持续发展, 从而导致 CI。
- (4) 相比对 Non-CI 边界, CI 边界对应的对流环境低层通常有较高的平均位温 (MLTH) 和平均混合比 (MLMR), 整层的可降水量 (PWAT) 也相对较高, 环境的温湿条件更有利于 CI 的发生。

以上结果表明, 00 UTC 的对流参数在判断边界能否引发对流上有重要的参考价值。需要指出的是, 基于 00 UTC 的探空数据所评估的对流环境, 可能与真实的对流前环境有一定的差别。本研究对 12 UTC 的探空数据所得到的对流参数也进行同样的对比, 结果与 00 UTC 一致。在实际运用中, 可对 00 UTC 的探空曲线进行温度订正, 使其评估的对流环境更接近于真实的对流前环境, 从而使结合边界特征和对流参数进行的 CI 预报更加准确。

<sup>10</sup> 此部分只定性说明了对流参数大小所指示的对流发展潜势, 具体各个对流参数的计算方法和说明可参考 <http://weather.uwyo.edu/upperair/indices.html>。



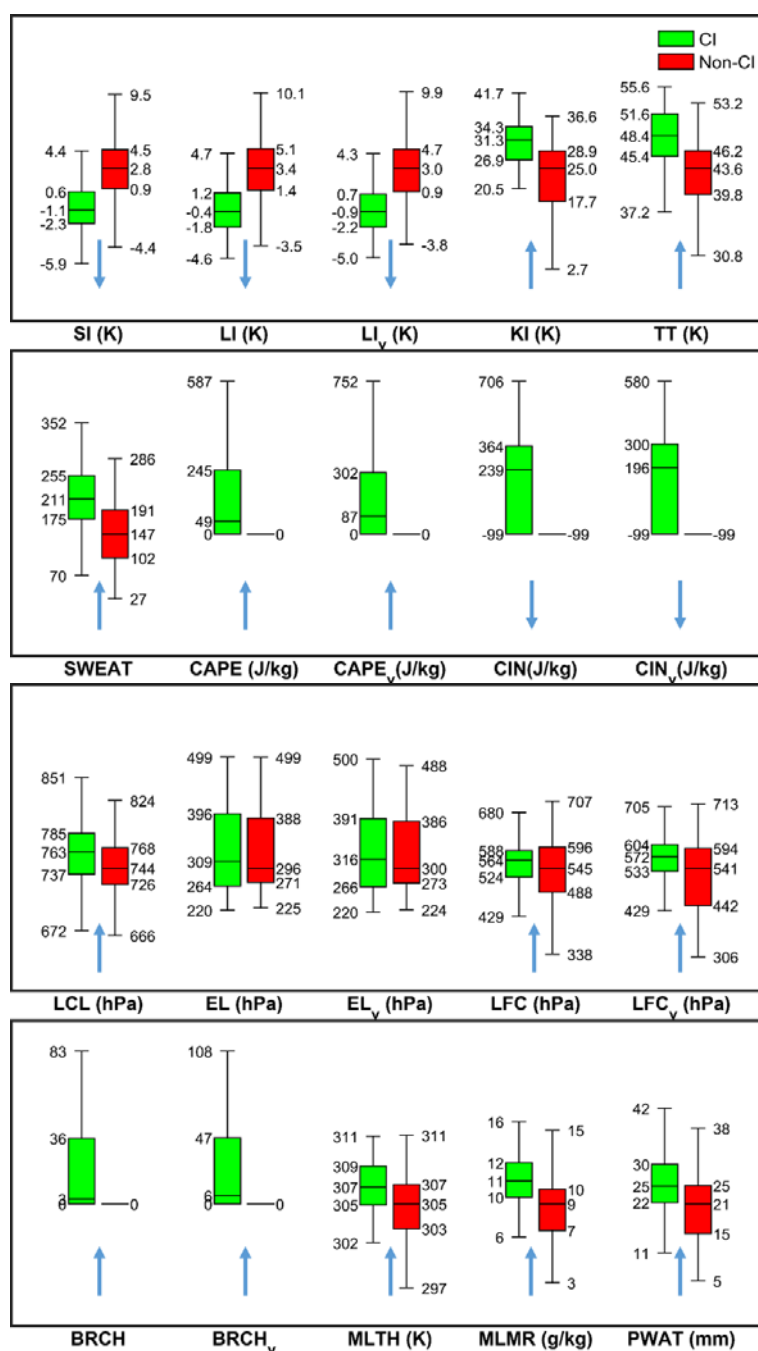


图 5.14 基于 2012–2016 年 6–8 月 00 UTC 探空数据得到的 CI 边界和 Non-CI 边界的对流参数对比。对流参数包括沙氏指数 (SI)、抬升指数 (LI)、虚温订正的抬升指数 (LI<sub>v</sub>)、K 指数 (KI)、全总指数 (TT)、强天气威胁指数 (SWEAT)、对流有效位能 (CAPE)、虚温订正的的对流有效位能 (CAPE<sub>v</sub>)、对流抑制能量 (CIN)、虚温订正的的对流抑制能量 (CIN<sub>v</sub>)、抬升凝结高度 (LCL)、平衡高度 (EL)、虚温订正的平衡高度 (EL<sub>v</sub>)、对流自由高度 (LFC)、虚温订正的的对流自由高度 (LFC<sub>v</sub>)、理查森数 (BRCH)、虚温订正的理查森数 (BRCH<sub>v</sub>)、平均混合层位温 (MLTH)、平均混合层混合比 (MLMR) 和可降水量 (PWAT)。图中箭头朝上表示该参数越大越有利于对流的发生发展,朝下表示该参数越小越有利于对流的发生发展。图中 CIN 和 CIN<sub>v</sub> 中出现的-99 表示探空的层结曲线和气块曲线无交点, CIN 值为无穷大。

### 5.3 边界层辐合线引发对流的分布与变率

边界在何时何地更容易引发对流是 CI 临近预报中十分关注的问题。本节通过分析所有边界引发对流降水的分布与变率特征以回答此问题。在以下统计分析中，将边界引发对流降水进一步分为三类：

1)  $\geq 10$  dBZ 的降水回波 (precipitation echoes)：对流系统的整体降水，反映不同程度的对流降水；

2)  $\geq 30$  dBZ 的对流回波 (convective echoes)：对流系统的对流核心，对应于较强的上升气流；

3)  $\geq 40$  dBZ 的深对流回波 (deep convective echoes)：对流系统的深对流核心，对应于很强的上升气流。

某一类别、某一 30 min 区间的对流降水频率计算为所有边界引发该类别对流降水在该 30 min 区间出现概率 (0-1) 的累加值。计算两小时的总体分布和月分布时则进一步对每个 30 min 区间的对流降水频率进行累加计算。

#### 5.3.1 对流总体分布

在河套地区，边界引发对流在总体分布上具有很大的空间差异。从图 5.15a 可以看出，降水回波的相对高发区主要有两个：1) 位于雷达南面和东南的主高发区和 2) 位于雷达西北的次高发区。次高发区位于狼山地区 (位置参考图 5.1)，主要是山地地形和边界的共同作用产生的对流降水，此高发区在频率和面积上都远低于主高发区。降水回波的主高发区主体位于库布齐沙漠和黄土高原的过渡带，整体呈东北—西南走向，其西南端为雷达南面约 100 km 的桌子山附近 (位置参考图 5.1)，东北端则为雷达东面约 100 km 的灌区、黄河和沙漠交界区。

相似的主高发区也出现在对流回波 (图 5.15b) 和深对流回波 (图 5.15c) 的总体分布中。降水回波包含了整个对流系统不同程度的降水，而对流回波和深对流回波则主要体现了对流系统中对应于强上升气流的对流和深对流核心。因此，对流回波和深对流回波的高发区相较于降水回波更为集中，呈线状分布。当边界移动到高发区 50 km 以内时，相比于河套地区的其他区域有更大的可能性会引发对流。

位于沙漠和高原过渡带的对流降水高发区，可能与该过渡带内微弱的地形抬升和土壤湿度变化有关。MODIS 的增强植被指数 (EVI) 产品反映了植被的茂密程度，EVI 越高表征植被密度越高，一定程度上也反映了越高的土壤湿度。比对河套地区的植被指数和地形分布可以发现，对流降水高发区整体上位于较低海拔 (约 1 km) 向较高海拔 (约 1.4 km)、较干土壤向较湿土壤过渡的地带 (图 5.15d)。当边界移动到此地带时，平缓的地形海拔梯度 (约 0.4 km / 100 km) 能够进一步提供微弱的抬升，促进对流的发生。而对流降水高发区整体偏向高土壤湿度一侧，表明边界一旦接触到较为充足的

环境水汽，便容易引发对流，且所引发对流更倾向于在高湿度一侧。地形梯度和土壤湿度变化在雷达南面的桌子山以东地区最为显著。该地区位于整个对流降水高发区的西南部，为对流降水的极值区（图 5.15a-c）。此结果进一步反映了河套地区地形和环境湿度变化对判断边界引发对流降水位置的重要作用。

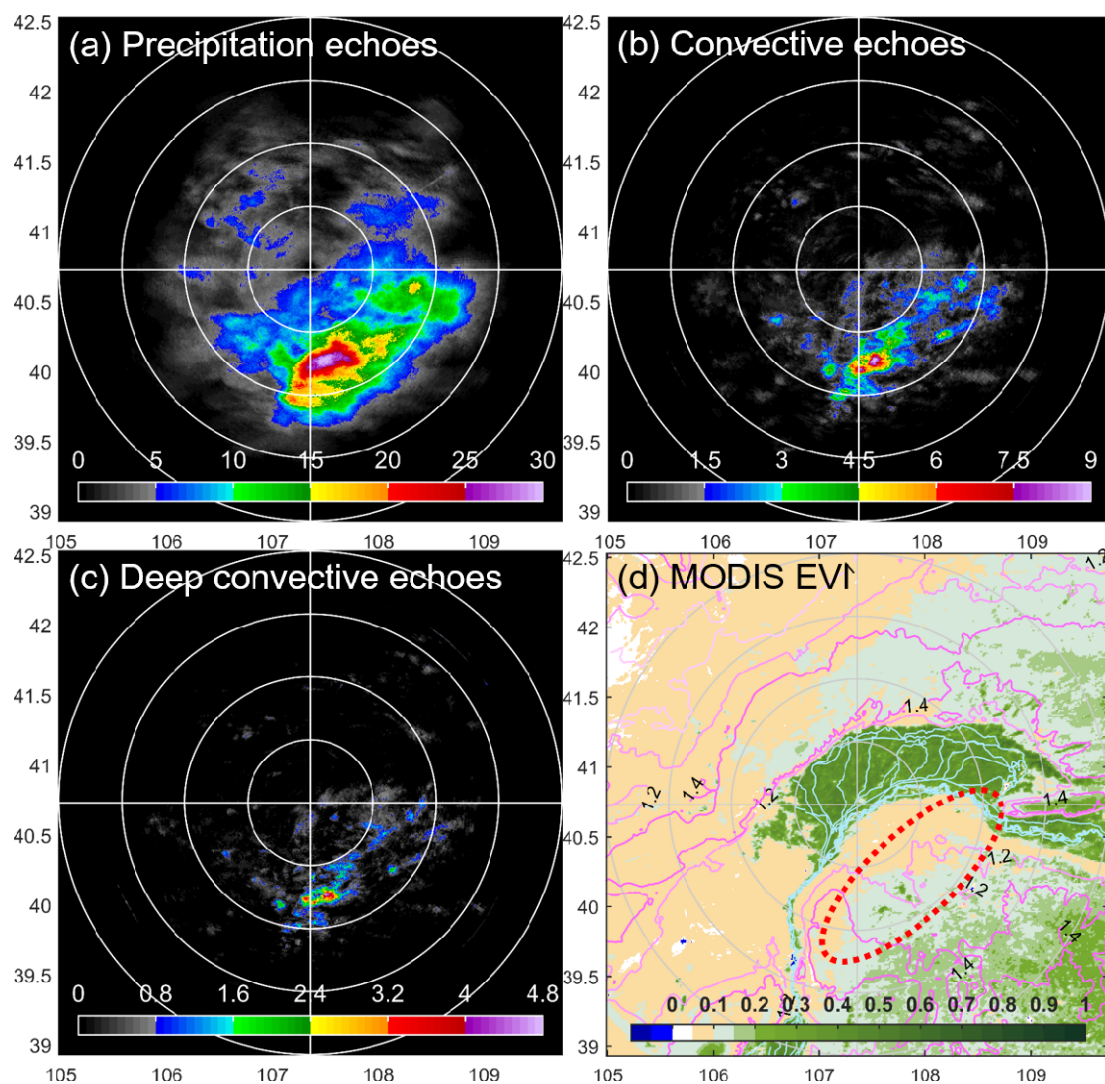


图 5.15 边界引发对流降水频率的空间分布，对流降水分为三类 (a)  $\geq 10$  dBZ 的降水回波 (precipitation echoes)、(b)  $\geq 30$  dBZ 的对流回波 (convective echoes) 和 (c)  $\geq 40$  dBZ 的深对流回波 (deep convective echoes)。(d) 为 MODIS 增强植被指数 (EVI) 月平均产品，时间为 2012–2016 年 6–8 月。(d) 中红圈表示 (a) – (c) 中对流降水主高发区。十字灰线交点为临河雷达站点位置。

### 5.3.2 月分布

边界引发的降水回波，其整体频率在不同月份并无大的差异（图 5.16a1–a3）。从空间分布上看，六月和七月狼山地区的回波高发区相对于八月更为显著，而七月和八

月乌兰布和沙漠（位置参考图 5.1）的较高回波频率在六月则并未出现。此外，七月的降水回波分布整体上相对于其他两月更为分散。

图 5.15d 中位于沙漠和高原过渡带的对流降水主高发区在不同月份的降水回波（图 5.16a1–a3）分布中均有出现。对于不同月份的对流回波分布，主高发区同样也是持续存在（图 5.16b1–b3）。值得注意的是，从六月到八月，主高发区在位置上整体有一个朝西北的微小推进（图 5.16b1–b3 中红圈）。

沙漠和高原过渡带内的土壤湿度变化对主高发区位置的月变化有重要的调制作用。从六月到八月，随着夏季的推移，过渡带内的植被不断地生长并向西北方向蔓延，在 EVI 分布中则表现为过渡带内 EVI 的增大（图 5.16c1–c3）。EVI 越高一定程度上反映了土壤湿度的增加。从六月到八月，过渡带内土壤湿度的增加可能使得边界引发对流的位置也相应地发生了变动，从而使得主高发区位置在整体上有朝西北的微小推进（图 5.16c1–c3）。

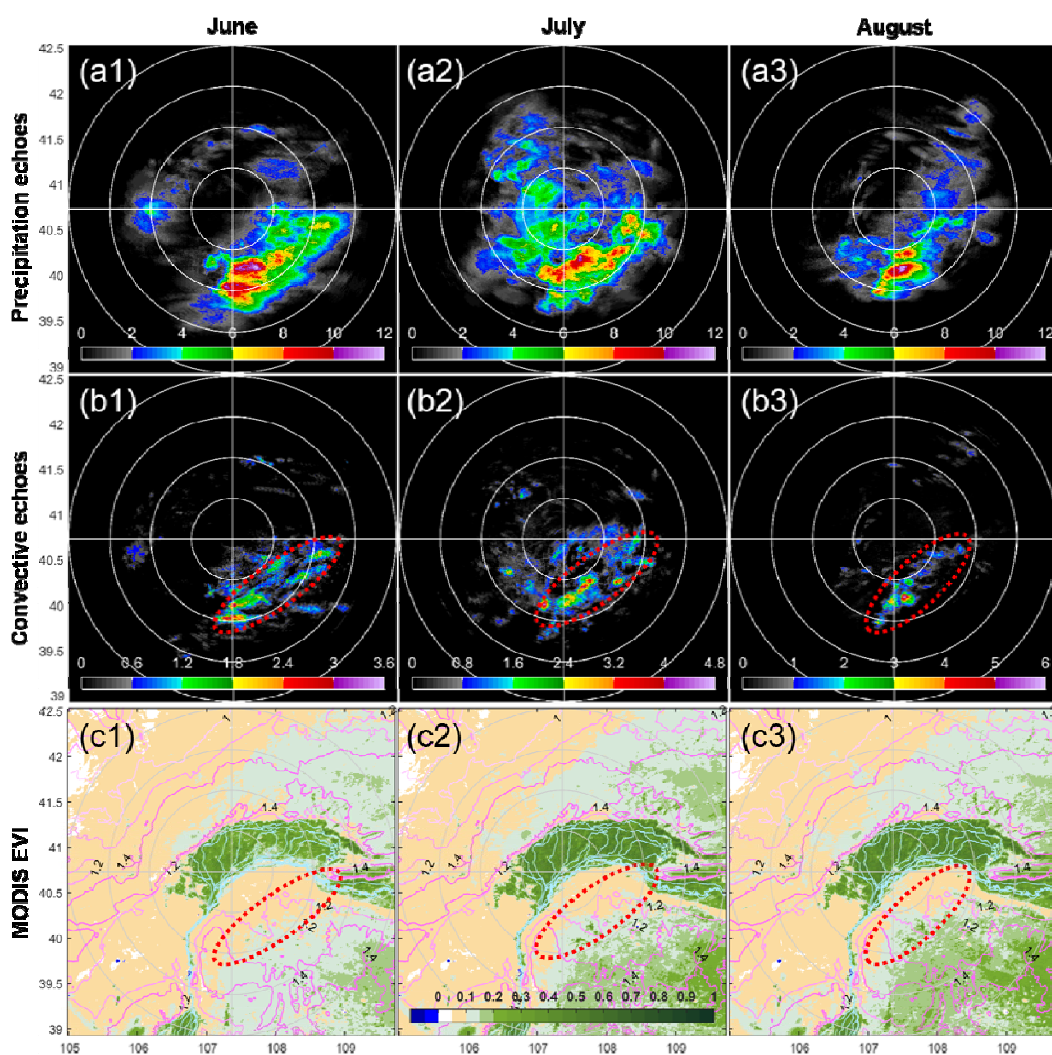


图 5.16 边界引发对流降水频率的月分布。第一列到第三列对应于 6 月到 8 月。对流回波分为两类：(a1) – (a3)  $\geq 10$  dBZ 的降水回波 (precipitation echoes) 和 (b1) – (b3)  $\geq 30$  dBZ 的对流回波 (convective echoes)。(c1) – (c3) 为 MODIS 增强植被指数 (EVI) 月平均产品，时间对应为 2012–2016 年 6 月到 8 月。图中红圈表示对应月份的回波高发区。十字灰线交点为临河雷达站点位置。

### 5.3.3 区间分布

考虑到同一条边界能在不同时间引发对流，统计的边界引发对流降水涵盖了从边界 CI 时刻开始两个小时内的降水。为进一步明确边界在 CI 时刻后会在何时引发主要的对流降水，有必要对边界引发对流进行分区间讨论。以下讨论中将两个小时的对流降水分为四个 30 min 区间，即 CI 时刻后 0–30 min、30–60 min、60–90 min 和 90–120 min。

从降水回波分布上看，边界引发的整体对流降水在 CI 时刻后的两个小时内不断增加，具体表现为回波频率增加，回波面积扩大 (图 5.17a1–a4)。在 CI 时刻后 0–30 min 内，边界并没有立刻引发显著的降水回波，只有在雷达南部 (约 75 km) 桌子山附近和雷达东部 (约 25 km) 黄河附近出现了少量的降水回波 (图 5.17a1)。在 30–60 min 区间内，雷达南面的降水回波频率开始显著增加，而黄河附近的降水回波则继续沿着黄河延伸发展 (图 5.17a2)。到了 60–90 min，图 5.15a 中沙漠和高原过渡带的对流降水高发区范围基本形成，桌子山以东的降水回波在此区间内取得最大频率 (图 5.17a3)。此外，狼山地区也在此区间开始出现较为显著的降水回波 (图 5.17a3)。随着边界所引发对流在 90–120 min 内的进一步发展，沙漠和高原过渡带的降水回波面积进一步扩张，而狼山地区的降水回波在面积扩张的同时，回波频率也进一步增多 (图 5.17a4)。

与降水回波相比，边界引发的对流回波 (图 5.17b1–b4) 和深对流回波 (图 5.17c1–c4) 在不同区间的频率分布差异较不显著。在 CI 时刻后 0–30 min 内，边界几乎不会引起对流回波 (图 5.17b1) 和深对流回波 (图 5.17c1)。到了 30–60 min 区间内，雷达南面的对流回波 (图 5.17b2) 和深对流回波 (图 5.17c2) 高发区开始出现，并在 60–90 min 区间 (图 5.17b3 和图 5.17c3) 内达到最高频率。此后在 90–120 min 区间内，高发区的对流回波 (图 5.17b4) 和深对流回波 (图 5.17c4) 频率都出现较为明显的减少，而回波面积也无显著的增加。

综上，边界在经历 CI 时刻，也即取得首个  $\geq 10$  dBZ 的雷达回波后，会在 30 min 之后才会开始引发较为显著的降水回波、对流回波和深对流回波。随着边界所引发对流系统的不断成熟，对流系统的整体降水回波频率和面积会持续地增加，而表征对流系统对流核心的对流回波和强对流回波频率则在 CI 时刻后的 60–90 min 区间内最为显著，在 90–120 min 区间内则开始出现减少的趋势。

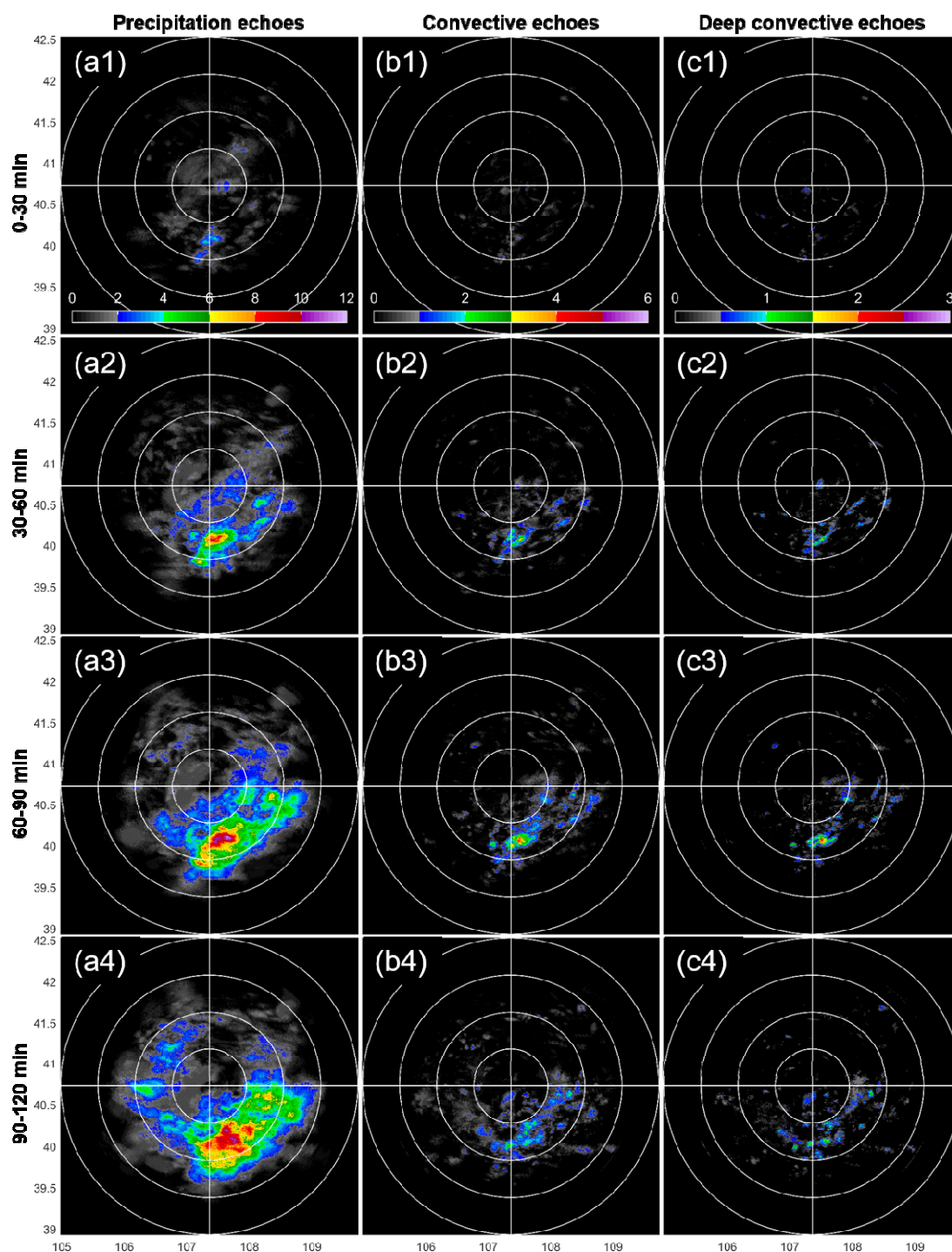


图 5.17 边界引发对流降水频率在不同统计时段的空间分布。对流回波分为三类：(a1) – (a4)  $\geq 10$  dBZ 的降水回波 (precipitation echoes)、(b1) – (b4)  $\geq 30$  dBZ 的对流回波 (convective echoes) 和 (c1) – (c4)  $\geq 40$  dBZ 的深对流回波 (deep convective echoes)。第一行到第四行分别为边界 CI 时刻后的 0–30 min、30–60 min、60–90 min 和 90–120 min 区间内统计的对流回波频率。十字灰线交点为临河雷达站点位置。

## 5.4 本章小结

本章基于五年的临河雷达观测数据,对中国西北河套地区夏季的边界及其引发对流进行了统计特征分析。本章研究目的主要在于回答以下问题:1)河套地区绿洲、山地、沙漠、高原和河流并存的复杂下垫面条件下,雷达观测的边界具有怎样的分布特征?2)引发对流的边界(CI边界)和未引发对流的边界(Non-CI边界)在统计特征上存在什么差异?3)边界引发对流在时空上的分布和变率如何?回答这些问题有助于提高CI的精细化临近预报水平。

2012–2016年6–8月,在河套地区识别出的323条边界中,有143条CI边界,占比44%。边界出现在七月最多,八月次之,而六月最少。总体上,七月出现的边界最有可能(51%)成为CI边界,而八月的可能性(37%)最小。绝大部分边界活动在临河雷达100 km水平范围内,体现了边界主要位于低层的特征。受河套灌区和周围干旱地区显著热力性质差异所引发热力环流的影响,边界在上升气流主导的干旱地区明显多于在下沉气流主导的河套灌区。由于太阳辐射对热力环流形成的重要作用,超过80%的边界形成(首次达到10 km)于0800–1600 LST的白天时段,而约有70%的边界消散(最后达到10 km)于日落后的1700–2100 LST时段。在太阳辐射最强的午后(1200–1300 LST),有最多的边界达到成熟(最大长度)和触发(首次 $\geq 10$  dBZ回波)阶段。所有边界从形成到成熟阶段平均需要2.5 h。Non-CI边界从形成到消散的平均生命期约为5 h,而CI边界从形成到触发的平均持续时间约为2.5 h,其触发阶段紧随成熟阶段。在成熟阶段,全部边界的平均最大长度为86 km。无论是数目还是长度,成熟阶段的边界在东北–西南和东–西走向都要大于东南–西北和南–北走向。从形成到成熟,边界更倾向于往东北和东面移动,较少往西面和西北移动,全体边界的平均移动速度为2.9 m/s。

相对于Non-CI边界,CI边界通常具有以下特征:

- (1) 形成时间较早:CI边界和Non-CI边界的形成峰值时间分别为1000–1100 LST和1100–1200 LST;
- (2) 成熟阶段较早:CI边界的成熟高峰期主要集中在中午前后(1100–1400 LST),而Non-CI边界则主要成熟于下午和傍晚(1300–1800 LST)。
- (3) 以东–西和东北–西南走向为主,在西北–东南和南–北走向上的数目明显少于Non-CI边界;
- (4) 主要朝东北和东面移动,而Non-CI边界则更多地朝南面、东面和西南移动;
- (5) 平均移动速度(3.1 m/s)略高于Non-CI边界(2.7 m/s),特别是朝东面和东北移动时明显快于Non-CI边界,但朝西北移动时则慢于Non-CI边界;
- (6) 基于对流参数评估的对流环境更有利于CI的发生。

空间上，边界引发对流降水主要分布在库布齐沙漠和黄土高原的过渡带。此过渡带同时也是低海拔到高海拔、干土壤到湿土壤的过渡带，而对流降水整体偏向高土壤湿度一侧。对流降水的极值区位于过渡带内桌子山以东地区。在微弱地形抬升的背景下，土壤湿度变化对边界引发对流降水的高发区位置具有重要的调制作用。时间上，边界在触发阶段 30 min 之后才会开始引发较为显著的对流降水，而在 60–90 min 区间内，对应于强上升气流的对流核心出现频率最高。



## 第六章 总结与展望

### 6.1 总结

作为对流系统的初始形成过程，对流触发（简称 CI）一直是对流临近预报中至关重要但充满挑战的环节。定量上，CI 通常被定义为雷达首次探测到对流降水回波超过某一强度（如 35 dBZ）的过程。在 CI 过程发生之前，高时空分辨率的静止气象卫星和天气雷达常常能够观测到一些前兆信号，包括卫星上观测到的新生积云快速发展信号（简称 CI 卫星信号）和雷达上观测到的边界层辐合线（简称边界）。本文着眼于 CI 前兆信号的统计特征，总结 CI 前兆信号的分布和变化规律，发掘 CI 前兆信号和 CI 过程的时空关系，以期对 CI 过程的定时定点预报提供帮助。

以下总结本文在 CI 卫星信号研究和雷达上边界研究中得到的主要结论。

1. 本文基于中国业务静止气象卫星 FY-2 数据，对中国中东部暖季的 CI 卫星信号进行了统计研究。季风气候、局地地形和太阳辐射是影响中国中东部 CI 卫星信号形成与分布的关键因子。不同对流环境下，CI 卫星信号在时空分布、提前量和积云发展特征等方面呈现出显著的变化。

- (1) CI 卫星信号倾向于形成在具有显著不均一地形的地理区，如中国中东部的山区、水域和山水交界区等。约有一半的 CI 卫星信号集中形成在太阳辐射最强的午后时段 1200–1500 LST。从五月到八月，CI 卫星信号频率呈明显的逐月递增趋势。从初夏到盛夏，受北进的东亚季风气候影响，CI 卫星信号的高发区从干燥的西北高原山地地区转移到了湿润的东南丘陵平原地区。
- (2) CI 卫星信号相对于雷达上 CI 回波的提前量，在一天中太阳辐射较强的中午前到下午较长。在夜间和清晨，早期积云云顶和地表冷背景在红外图像上的难以区分会导致 CI 卫星信号识别延迟，提前量缩短。CI 卫星信号的平均提前量，从五月到八月逐月下降，但随着地形海拔的增加，从近海、平原、丘陵、山地到高原呈现变长的趋势。提前量的月变化和地形变化与不同环境下的暖雨过程多少和积云发展快慢有关。一方面，受季风影响，暖雨过程从五月到八月增多，尤其在近海和平原地区，导致提前量缩短；另一方面，积云发展从五月到八月和从高原、山地到丘陵都持续加快，使得积云更快到达 CI 阶段，同样导致提前量缩短。
- (3) 在表征 CI 相关积云发展特征的多光谱关注场方面，基于 CI 卫星信号的 FY-2E 统计值与前人 GOES/MSG 所用的典型阈值基本一致。由于不同红外通道的辐射特性，不同的 CI 多光谱关注场具有程度不一、趋势多样的日变化、月变化和地

形变化特征,在使用多光谱关注场设计精细化 CI 预报卫星算法时需要加以考虑。

2. 本文基于五年的雷达观测数据,对中国西北河套地区夏季的边界及其引发对流进行了统计研究。中国西北河套地区绿洲、沙漠、山地、高原和河流并存,具有高度复杂的地表下垫面。复杂的地表下垫面对边界及其引发对流在时空上具有十分显著的调制作用。引发对流的边界和未引发对流的边界在边界特征和对流环境上区分明显。

- (1) 高度复杂下垫面下,河套地区边界频发,每月平均可观测到 22 条边界,以七月最多。受热力环流的影响,在沙漠等干旱地区出现的边界明显多于河套灌区(绿洲)。边界主要形成于太阳辐射较强的白天时段 0800–1600 LST,在午后有最多的边界发展到具有最大长度的成熟阶段,大量的边界消散于日落后的 1700–2100 LST。边界从形成到消散的平均生命期为 5 h,其成熟阶段整体位于生命期的中间时刻。在成熟阶段,边界的平均最大长度为 86 km,且以东北–西南和东–西走向为主,这两个走向的边界同时也具有最长的平均最大长度。从形成到成熟阶段,边界的平均移动速度为 2.9 m/s,主要往东北和东面移动。
- (2) 引发对流的边界占比约 44%,在七月可达 51%。边界引发对流的时间与边界发展到成熟阶段的时间几乎同步,平均在形成后 2.5 h。引发对流的边界通常具有形成较早,集中在中午前后达到成熟阶段并引发对流,成熟阶段以东–西和东北–西南走向为主,朝东北和东面移动且移动速度较快等特征。结合探空数据获取对流参数用于评估对流环境,十分有助于判断边界能否引发对流。
- (3) 边界所引发的对流降水主要分布在沙漠到高原、低海拔到高海拔、干土壤到湿土壤的过渡带,且其整体偏向高土壤湿度一侧,对流降水极值区位于过渡带内山地附近。边界引发对流降水的高发区位置会随着不同月份土壤湿度的变化而发生微小变动。引发首个对流弱回波( $\geq 10$  dBZ)的边界,在 30 min 之后才会开始引发显著的对流降水,而在 60–90 min 区间内会最频繁地引发强上升气流导致的对流核心。

## 6.2 论文创新点

本文有主要创新点如下:

- (1) 首次对中国中东部这种典型季风气候区进行了长时间、大范围的 CI 卫星信号统计,获取并分析了 CI 卫星信号的时空分布特征,揭示了不同对流环境下 CI 卫星信号提供的 CI 提前量与积云发展之间的关系,体现了制定精细化 CI 临近预报卫星算法的必要性。
- (2) 基于多年的雷达观测数据,探索了绿洲、沙漠、高原、山地和河流并存的高度复杂下垫面上产生的边界及其引发对流的一般特征,多角度对比探讨了引发对

流的边界和未引发对流的边界的统计特征差异，发现复杂下垫面过渡区对边界引发对流分布的调制作用，为改善 CI 的定时定点预报提供统计依据。

## 6.2 存在的问题及展望

以下对本文研究过程中存在的问题进行讨论，并基于此提出对未来工作的展望。

CI 卫星信号研究仅从观测统计的角度讨论了 CI 卫星信号在不同对流环境下的分布和变率特征，但对于某一对流环境下的 CI 具体机制没有进行深入分析，不同对流环境下 CI 临近预报的精细化卫星算法也有待未来建立。其次，本文主要使用 2010 年一年有经过雷达验证的 CI 卫星信号进行统计研究，在进行统计结果的年际检验时使用的是未经雷达验证的多年候选卫星信号。这主要是受限于人工方法对候选卫星信号进行雷达验证十分耗时。实现卫星和雷达上 CI 信号的自动匹配将有助于证实 CI 卫星信号研究中统计结果的代表性，并进一步推动基于卫星的 CI 气候学统计研究。此外，在对 2010 年候选卫星信号进行雷达验证时存在两个问题：1) 半自动方法产生了不少无对应雷达观测的虚假卫星信号，尽管在本研究中对其进行了有效剔除，但其若在 CI 卫星临近预报中将会增加虚警率；2) 不少雷达观测到的 CI 事件无法找到对应的 CI 卫星信号，在 CI 卫星临近预报中将会降低探测率。实际上，这两个问题也一直存在于国际上的 CI 卫星研究和预报中。解决这两个问题的根本在于改善 CI 事件在雷达和卫星上的一一匹配。从虚假卫星信号和 CI 卫星信号，以及未被卫星检测到的 CI 事件和被卫星检测到的 CI 事件入手进行特征对比可能有助于解决问题。更值得期待的是，目前国际上正处于静止气象卫星更新换代的时期，显著提升的新一代卫星探测能力将有效改善以上问题。我国已发射的新一代静止气象卫星 FY-4A，相比于本研究使用的 FY-2，空间分辨率由 1.25–5 km 提升到 0.5–4 km，全盘扫描所需要的时间则由 30 min 缩短为 15 min，通道数也由 5 个增加到 14 个 (Yang et al., 2017)。全面提升的卫星能力将进一步推进基于卫星的 CI 研究和临近预报技术。

基于雷达的边界研究中只给出了边界及其引发对流的初步统计特征，在未来的工作中，以下方面有待开展深入研究：1) 使用地面站等观测对产生边界和不产生边界的环境特征进行比较，考察边界产生与否对地表温度差异的依赖性；2) 探索边界及其引发对流的三维结构以及二者的关系；3) 引入卫星观测到的积云发展信号，串联边界、积云和对流过程三者的时空关系；4) 借助数值模式，论证复杂下垫面对边界形成和 CI 发生的影响，探讨边界引发对流的具体过程。这些研究的开展将进一步有力改善基于边界的 CI 定时定点预报。

## 参考文献

- 韩雷, 俞小鼎, 郑永光, 陈明轩, 王洪庆, 林隐静. 2009. 京津及邻近地区暖季强对流风暴的气候分布特征. 科学通报, (11), 1585–1590.
- 李万彪. 2015. 大气遥感. 北京大学出版社.
- 李五生, 王洪庆, 王玉, 吴琼. 2014. 基于卫星资料的对流初生预报及效果评估. 北京大学学报 (自然科学版), 50(5), 819–824.
- 刘健, 蒋建莹. 2013. FY-2C 高时间分辨率扫描数据在强对流云团监测中的应用研究. 大气科学, 37(4), 873–880.
- 刘京华, 王彬, 韩雷, 王洪庆. 2012. 京津地区一次强对流天气的初生预警技术研究. 北京大学学报 (自然科学版), 48(1), 42–46.
- 孙继松, 陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象, 38(2): 164–173.
- 汪柏阳, 覃丹宇, 刘传才. 2015. 利用 FY-2F 数据检测快速发展对流. 遥感学报, 19(5), 836–843.
- 徐慧. 2012. 基于 FY2C 数据的平均 box 方法预报对流初生. 电子设计工程, 20(21), 40–42.
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. 气象学报, 70(3): 311–337.
- 中国气象灾害年鉴, 2016.
- Alexander, L. S.; Sills, D. M.; Taylor, P. A. 2018. Initiation of convective storms at low-level mesoscale boundaries in southwestern Ontario. *Wea. Forecasting*, 33, 583–598,
- Amante, C.; Eakins, B. 2009. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis. NOAA Tech. Memo. NESDIS NGDC-24, NOAA NGDC.
- American Meteorological Society. 2017. Warm rain, glossary of meteorology. Retrieved from: [http://glossary.ametsoc.org/wiki/Warm\\_rain](http://glossary.ametsoc.org/wiki/Warm_rain).
- American Meteorological Society. 2018. Fine line, glossary of meteorology. Retrieved from: [http://glossary.ametsoc.org/wiki/Fine\\_line](http://glossary.ametsoc.org/wiki/Fine_line).
- Autones, F.; Moisselin, J. M. 2010. Algorithm theoretical basis document for “Rapid Development Thunderstorms”. Scientific documentation of SAF/NWC PGE 11 (RDT) v2011, code SAF/NWC/CDOP/MFT/SCI/ATBD/11. [Available online at <http://www.nwcsaf.org/>.]
- Azorin-Molina, C.; Connell, B. H.; Baena-Calatrava, R. 2009. Sea-Breeze Convergence Zones from AVHRR over the Iberian Mediterranean Area and the Isle of Mallorca. Spain. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48, 2069–2085.
- Bader, M. J.; Forbes, G. S.; Grant, J. R.; Lilley, R. B. E.; Waters, A. J. 1995. *Images in Weather Forecasting*. Cambridge University Press, 499 pp.
- Banacos, P.; Schultz, D. 2005. The use of moisture flux convergence in forecasting convection initiation: Historical and operational perspectives. *Wea. Forecasting*, 20, 351–366.
- Banta, R. M.; Barker Schaaf, C. 1987. Thunderstorm genesis zones in the Colorado Rocky Mountains as determined by traceback of geosynchronous satellite images. *Monthly Weather Review*, 115(2), 463–476.

- Barker Schaaf, C.; Wurman, J.; Banta, R. M. 1988. Thunderstorm producing terrain features. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 69(3), 272–277.
- Bennartz, R.; Schroeder, M. 2012. Convective activity over Africa and the tropical Atlantic inferred from 20 years of geostationary Meteosat infrared observations. *J. Climate*, 25, 156–169.
- Bessho, K.; et al. 2016. An introduction to Himawari-8/9—Japan’s new-generation geostationary meteorological satellites. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 94, 151–183.
- Bluestein, H. B.; Parker, S. S. 1993. Modes of isolated, severe convective storm formation along the dryline. *Monthly weather review*, 121(5), 1354–1372.
- Boyd, J. G. 1965. Observation of two intersecting radar fine lines. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 188.
- Browning, K. A.; et al. 2007. The convective storm initiation project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(12), 1939–1956.
- Byers, H. R.; Braham, R. R. 1949. *The thunderstorm: report of the Thunderstorm Project*. US Government Printing Office.
- Chen, M.; Wang, Y.; Gao, F.; Xiao, X. 2012. Diurnal variations in convective storm activity over contiguous North China during the warm season based on radar mosaic climatology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D20).
- Crook, N. A., Klemp, J. B. 2000. Lifting by convergence lines. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(6), 873–890.
- Damiani, R.; et al. 2008. The cumulus, photogrammetric, in situ, and Doppler observations experiment of 2006. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(1), 57–74.
- Dixon, M.; Wiener, G. 1993. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting—A radar-based methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 785–797.
- Doswell III, C. A. 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Weather and Forecasting*, 2(1), 3–16.
- Fabry, F.; Meunier, V.; Treserras, B.P.; Cournoyer, A.; Nelson, B. 2017. On the Climatological Use of Radar Data Mosaics: Possibilities and Challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 98, 2135–2148.
- Fankhauser, J. C.; Crook, N. A.; Tuttle, J.; Miller, L. J.; Wade, C. G. 1995. Initiation of deep convection along boundary layer convergence lines in a semitropical environment. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 291–314.
- Fovell, R. G. 2005. Convective initiation ahead of the sea-breeze front. *Monthly Weather Review*, 133(1), 264–278.
- Fujita, T. T.; Watanabe, K.; Izawa, T. 1969. Formation and structure of equatorial anticyclones caused by large-scale cross-equatorial flows determined by ATS-I photographs. *J. Appl. Meteor.*, 8, 649–667.
- Gambill, L. D.; Mecikalski, J. R. 2011. A satellite-based summer convective cloud frequency analysis over the southeastern United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(8), 1756–1769.
- Geerts, B.; et al. 2017. The 2015 plains elevated convection at night field project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(4), 767–786.
- Goudenhoofd, E.; Delobbe, L. 2013. Statistical Characteristics of Convective Storms in Belgium Derived

- from Volumetric Weather Radar Observations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 52, 918–934
- Grandell, J.; Stuhlmann, R. 2007. Limitations to geostationary infrared sounder due to diffraction: The Meteosat Third Generation Infrared Sounder (MTG IRS). *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 24, 1740–1749.
- Haberlie, A. M.; Ashley, W. S.; Pingel, T. J. 2015. The effect of urbanisation on the climatology of thunderstorm initiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(688), 663–675.
- Harris, R. J.; Mecikalski, J. R.; MacKenzie, W. M. Jr.; Durkee, P. A.; Nielsen, K. E. 2010. The definition of GOES infrared lightning initiation interest fields. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(12), 2527–2543.
- Hartung, D. C.; Sieglaff, J. M.; Cnonce, L. M.; Feltz, W. F. 2013. An intercomparison of UW cloud-top cooling rates with WSR-88D radar data. *Wea. Forecasting*, 28, 463–480.
- Houze, R. A. Jr. 2012. Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, 50, RG1001.
- Houze, R. A. Jr.; Rasmussen, K. L.; Zuluaga, M. D.; Brodzik, S. R. 2015. The variable nature of convection in the tropics and subtropics: A legacy of 16 years of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite. *Reviews of Geophysics*, 53(3), 994–1021.
- Houze, R. A. Jr.; Wilton, D. C.; Smull, B. F. 2007. Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM precipitation radar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 1389–1411.
- Huang, Y.; Meng, Z.; Li, J.; Li, W.; Bai, L.; Zhang, M.; Wang, X. 2017. Distribution and variability of satellite-derived signals of isolated convection initiation events over central eastern China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 11,357–11,373.
- Jewett, C. P.; Mecikalski, J. R. 2013. Adjusting thresholds of satellite-based convective initiation interest fields based on the cloud environment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(22), 12,649–12,660.
- Johns, R. H.; Doswell III C. A., 1992: Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting*, 7, 588–612.
- Johnson, J. T.; MacKeen, P. L.; Witt, A.; Mitchell, E. D. W.; Stumpf, G. J.; Eilts, M. D.; Thomas, K. W. 1998. The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. *Weather and forecasting*, 13(2), 263–276.
- Kain, J. S.; et al. 2013. A feasibility study for probabilistic convection initiation forecasts based on explicit numerical guidance. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94, 1213–1225.
- Kaltenboeck, R.; Steinheimer, M. 2015. Radar-based severe storm climatology for Austrian complex orography related to vertical wind shear and atmospheric instability. *Atmospheric Research*, 158, 216–230.
- Kawase, H.; Yoshikane, T.; Hara, M.; Kimura, F.; Sato, T.; Ohsawa, S. 2008. Impact of extensive irrigation on the formation of cumulus clouds. *Geophysical Research Letters*, 35(1).
- Klingele, D. L.; Smith, D. R.; Wolfson, M. M. 1987. Gust front characteristics as detected by Doppler radar. *Monthly weather review*, 115(5), 905–918.
- Koch, S. E.; Ray, C. A. 1997. Mesoanalysis of summertime convergence zones in central and eastern North Carolina. *Wea. Forecasting*, 12, 56–77.

- Koscielny, A. J.; Doviak, R. J.; Rabin, R. 1982. Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar and application to prestorm boundary-layer observations. *Journal of applied meteorology*, 21(2), 197–210.
- Laird, N. F.; Kristovich, D. A. R.; Liang, X.; Arritt, R. W.; Labas, K. 2001. Lake Michigan lake breezes: Climatology, local forcing, and synoptic environment. *Journal of Applied Meteorology*, 40(3), 409–424.
- Lee, S.; Han, H.; Im, J.; Jang, E.; Lee, M. I. 2017. Detection of deterministic and probabilistic convection initiation using Himawari-8 Advanced Himawari Imager data. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(5), 1859.
- Lima, M. A.; Wilson, J. W. 2008. Convective storm initiation in a moist tropical environment. *Monthly Weather Review*, 136(6), 1847–1864.
- Liu, C.; Zipser, E. J.; Cecil, D. J.; Nesbitt, S. W.; Sherwood, S. 2008. A cloud and precipitation feature database from 9 years of TRMM observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(10), 2712–2728.
- Lock, N. A.; Houston, A. L. 2015. Spatiotemporal distribution of thunderstorm initiation in the US Great Plains from 2005 to 2007. *International Journal of Climatology*, 35(13), 4047–4056.
- Luo, Y.; Wang, H.; Zhang, R.; Qian, W.; Luo, Z. 2013. Comparison of rainfall characteristics and convective properties of monsoon precipitation systems over South China and the Yangtze and Huai River basin. *Journal of Climate*, 26(1), 110–132.
- Markowski, P. M.; Richardson, Y. P. 2010. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell.
- Matthews, D. A. 1981. Observations of a cloud arc triggered by thunderstorm outflow. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2140–2157.
- Mecikalski, J. R.; Bedka, K. M. 2006. Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving cumulus in daytime GOES imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 49–78.
- Mecikalski, J. R.; Williams, J.; Jewett, C.; Ahijevych, D.; LeRoy, A.; Walker, J. 2015. Probabilistic 0–1-h convective initiation nowcasts that combine geostationary satellite observations and numerical weather prediction model data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 54, 1039–1059.
- Mecikalski, J. R.; Bedka, K. M.; Paech, S. J.; Litten, L. A. 2008. A statistical evaluation of GOES cloud-top properties for nowcasting convective initiation. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 4899–4914.
- Mecikalski, J. R.; Williams, J. K.; Jewett, C. P.; Ahijevych, D.; LeRoy, A.; Walker, J. R. 2015. Probabilistic 0–1-h convective initiation nowcasts that combine geostationary satellite observations and numerical weather prediction model data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(5), 1039–1059.
- Mecikalski, J. R.; Li, X.; Carey, L. D.; McCaul Jr, E. W.; Coleman, T. A. 2013. Regional comparison of GOES cloud-top properties and radar characteristics in advance of first-flash lightning initiation. *Monthly Weather Review*, 141(1): 55–74.
- Mecikalski, J. R.; MacKenzie Jr, W. M.; Koenig, M.; Muller, S. 2010a. Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by Meteosat Second Generation. Part I: Infrared fields. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(3): 521–534.
- Mecikalski, J. R.; MacKenzie Jr, W. M.; Koenig, M.; Muller, S. 2010b. Cloud-top properties of growing

- cumulus prior to convective initiation as measured by Meteosat Second Generation. Part II: Use of visible reflectance. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 2544–2558.
- Medina, S.; Houze, R. A. Jr.; Kumar, A.; Niyogi, D. 2010. Summer monsoon convection in the Himalayan region: Terrain and land cover effects. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 593–616.
- Meng, Z.; Yan, D.; Zhang, Y. 2013. General features of squall lines in East China. *Monthly Weather Review*, 141(5), 1629–1647.
- Merk, D.; Zinner, T. 2013. Detection of convective initiation using Meteosat SEVIRI: Implementation in and verification with the tracking and nowcasting algorithm Cb-TRAM. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(8), 1903.
- Xue, M. 2016. Preface to the Special Issue on the “Observation, Prediction and Analysis of severe Convection of China” (OPACC) National “973” Project. *Advances in Atmospheric Sciences*, 10, 001.
- Morel, C.; Senesi, S.; Autones, F. 2002. Building upon SAFNWC products: Use of the Rapid Developing Thunderstorms (RDT) product in Meteo-France nowcasting tools. *Proc. 2002 Meteorological Satellite Data Users’ Conf.*, Dublin, Ireland, EUMETSAT and Met Eirean, 248–255.
- Mueller, C. K.; Wilson, J. W.; Crook, N. A. 1993. The utility of sounding and mesonet data to nowcast thunderstorm initiation. *Wea. Forecasting*, 8, 132–146.
- Mueller, C.; Saxen, T.; Roberts, R.; Wilson, J.; Betancourt, T.; Dettling, S.; Oien, N.; Yee, J. 2003. NCAR Auto-Nowcast System. *Wea. Forecasting*, 18, 545–561.
- National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce. 2000. NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory.
- Ninomiya, K. 1971a. Dynamical analysis of outflow from tornado-producing thunderstorms as revealed by ATS III pictures. *J. Appl. Meteor.*, 10, 275–294.
- Ninomiya, K. 1971b. Mesoscale modification of synoptic situations from thunderstorm development as revealed by ATS III and aerological data. *J. Appl. Meteor.*, 10, 1103–1121.
- Parmenter, F. C. 1970. Pacific cyclones viewed by ATS I. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 83–84.
- Peter, J. R.; Manton, M. J.; Potts, R. J.; May, P. T.; Collis, S. M.; Wilson, L. 2015. Radar-derived statistics of convective storms in Southeast Queensland. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(10), 1985–2008.
- Purdom, J. F. W. 1976. Some uses of high resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1474–1483.
- Purdom, J. F. W. 1982. Subjective interpretations of geostationary satellite data for nowcasting. *Nowcasting*, K. Browning, Ed., Academic Press, 149–166.
- Purdom, J. F. W.; Marcus, K. 1982. Thunderstorm trigger mechanisms over the southeast United States. Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 487–488.
- Qian, T.; Epifanio, C. C.; Zhang, F. 2012. Topographic effects on the tropical land and sea breeze. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(1), 130–149.



- Rasmussen, K. L.; Houze, R. A. Jr. 2011. Orographic convection in subtropical South America as seen by the TRMM satellite. *Monthly Weather Review*, 139(8), 2399–2420.
- Rasmussen, K. L.; Houze, R. A. Jr. 2016. Convective initiation near the Andes in subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 144(6), 2351–2374.
- Rinehart, R. E.; Garvey, E. T. 1978. Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. *Nature*, 273(5660), 287.
- Roberts, R. D.; Rutledge, S. 2003. Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data. *Wea. Forecasting*, 18, 562–584.
- Roberts, R. D.; Anderson, A. R.; Nelson, E.; Brown, B. G.; Wilson, J. W.; Pocerlich, M.; Saxen, T. 2012. Impacts of forecaster involvement on convective storm initiation and evolution nowcasting. *Weather and Forecasting*, 27(5), 1061–1089.
- Rousseau-Rizzi, R.; Kirshbaum, D. J.; Yau, M. K. 2017. Initiation of deep convection over an idealized mesoscale convergence line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(3), 835–853.
- Sato, T.; Kimura, F.; Hasegawa, A. S. 2007. Vegetation and topographic control of cloud activity over arid/semiarid Asia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D24).
- Schmit, T. J.; Gunshor, M. M.; Menzel, W. P.; Gurka, J. J.; Li, J.; Bachmeier, A. S. 2005. Introducing the next-generation Advanced Baseline Imager on GOES-R. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 86, 1079–1096.
- Schumacher, C.; Houze, R. A. Jr. 2003. The TRMM precipitation radar's view of shallow isolated rain. *Journal of Applied Meteorology*, 42(10), 1519–1524.
- Senf, F.; Deneke, H. 2017. Satellite-based characterization of convective growth and glaciation and its relationship to precipitation formation over central Europe. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(7), 1827–1845.
- Senf, F.; Dietzsch, F.; Hünnerbein, A.; Deneke, H. 2015. Characterization of initiation and growth of selected severe convective storms over central Europe with MSG-SEVIRI. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(1), 207–224.
- Sieglauff, J. M.; Counce, L. M.; Feltz, W. F.; Bedka, K. M.; Pavolonis, M. J.; Heidinger, A. K. 2011. Nowcasting convective storm initiation using satellite-based box-averaged cloud-top cooling and cloud-type trends. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 50, 110–126.
- Siewert, C. W.; Koenig, M.; Mecikalski, J. R. 2010. Application of Meteosat Second Generation data towards improving the nowcasting of convective initiation. *Meteor. Appl.*, 17, 442–451.
- Sills, D. M. L.; Brook, J. R.; Levy, I.; Makar, P. A.; Zhang, J.; Taylor, P. A. 2011. Lake breezes in the southern Great Lakes region and their influence during BAQS-Met 2007. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 7955–7973.
- Snively, D.V.; Gallus, W.A. 2014. Prediction of Convective Morphology in Near-Cloud-Permitting WRF Model Simulations. *Wea. Forecasting*, 29, 130–149.
- Soderholm, B.; Ronalds, B.; Kirshbaum, D. J. 2014. The evolution of convective storms initiated by an isolated mountain ridge. *Monthly Weather Review*, 142(4), 1430–1451.
- Su, T.; Zhai, G. 2017. The Role of Convectively Generated Gravity Waves on Convective Initiation: A Case Study. *Mon. Wea. Rev.*, 145, 335–359.

- Taylor, N. M.; et al. 2011. The Understanding Severe Thunderstorms and Alberta Boundary Layers Experiment (UNSTABLE) 2008. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(6), 739–763.
- Trentmann, J.; et al. 2009. Multi-model simulations of a convective situation in low-mountain terrain in central Europe. *Meteor. Atmos. Phys.*, 103, 95–103.
- Umek, L.; Gohm, A. 2016. Lake and orographic effects on a snowstorm at Lake Constance. *Monthly Weather Review*, 144(12), 4687–4707.
- Vila, D. B.; Machado, L. A. T.; Laurent, H.; Velasco, I. 2008. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: Methodology and validation. *Wea. Forecasting*, 23, 233–245.
- Walker, J. R.; MacKenzie Jr., W. M.; Mecikalski, J. R.; Jewett, C. P. 2012. An enhanced geostationary satellite-based convective initiation algorithm for 0–2-h nowcasting with object tracking. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51, 1931–1949.
- Wang, Q.; Xue, M.; Tan, Z.-M. 2016. Convective initiation by topographically induced convergence forcing over the Dabie Mountains on 24 June 2010. *Adv. Atmos. Sci.*, 33(10).
- Wang, Y.; Wang, H. Q.; Han, L.; Lin, Y. J.; Zhang, Y. 2015. Statistical Characteristics of Unsteady Storms in Radar Observations for the Beijing–Tianjin Region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(1), 106–116.
- Weaver, C. P.; Avissar, R. 2001. Atmospheric disturbances caused by human modification of the landscape. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2), 269–281.
- Weaver, J. F.; Nelson, S. P. 1982. Multiscale aspects of thunderstorm gust fronts and their effects on subsequent storm development. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 707–718.
- Weckwerth, T. M.; et al. 2004. An overview of the International H2O Project (IHOP) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 253–277.
- Weckwerth, T. M.; Parsons, D. B. 2006. A review of convection initiation and motivation for IHOP\_2002. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 5–22.
- Weckwerth, T. M.; Wilson, J. W.; Hagen, M.; Emerson, T. J.; Pinto, J. O.; Rife, D. L.; Grebe, L. 2011. Radar climatology of the COPS region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(S1), 31–41.
- Wilson, J. W.; Mueller, C. K. 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. *Wea. Forecasting*, 8, 113–131.
- Wilson, J. W.; Megenhardt, D. L. 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1507–1525.
- Wilson, J. W.; Schreiber, W. E. 1986. Initiation of convective storms by radar-observed boundary layer convergent lines. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2516–2536.
- Wilson, J. W.; Weckwerth, T. M.; Vivekanandan, J.; Wakimoto, R. M.; Russell, R. W. 1994. Boundary layer clear-air radar echoes: Origin of echoes and accuracy of derived winds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11, 1184–1206.
- Wilson, J. W.; Moore, J. A.; Foote, G. B.; Martner, B.; Rodi, A. R.; Uttal, T.; Wilczak, J. M. 1988. Convection initiation and downburst experiment (CINDE). *Bulletin of the American Meteorological*

- Society, 69(11), 1328–1347.
- Wu, Q.; Wang, H.-Q.; Zhuang, Y.-Z.; Lin, Y.-J.; Zhang, Y.; Ding, S.-S. 2016. Correlations of multispectral infrared indicators and applications in the analysis of developing convective clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(4), 945–960.
- Wulfmeyer, V.; et al. 2011. The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS): the scientific strategy, the field phase, and research highlights. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(S1), 3–30.
- Xu, W. 2013. Precipitation and convective characteristics of summer deep convection over East Asia observed by TRMM. *Monthly Weather Review*, 141(5), 1577–1592.
- Yang, G.-Y.; Slingo, J. 2001. The diurnal cycle in the tropics. *Monthly Weather Review*, 129(4), 784–801.
- Yang, J.; Zhang, Z.; Wei, C.; Lu, F.; Guo, Q. 2017. Introducing the new generation of Chinese geostationary weather satellites, Fengyun-4. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8), 1637–1658.
- Yang, X.; Fei, J.; Huang, X.; Cheng, X.; Carvalho, L. M. V.; He, H. 2015. Characteristics of mesoscale convective systems over China and its vicinity using geostationary satellite FY2. *Journal of Climate*, 28(12), 4890–4907.
- Yuan, T.; Li, Z. 2010. General macro- and microphysical properties of deep convective clouds as observed by MODIS. *J. Climate*, 23, 3457–3473.
- Zhang, F.; Odins, A. M.; Nielsen-Gammon, J. W. 2006. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event. *Wea. Forecasting*, 21, 149–166.
- Zhang, Y.; Meng, Z.; Zhu, P.; Su, T.; Zhai, G. 2016. Mesoscale modeling study of severe convection over complex terrain. *Adv. Atmos. Sci.*, 33(11).
- Zheng, L.; Sun, J.; Zhang, X.; Liu, C. 2013. Organizational modes of mesoscale convective systems over central East China. *Weather and Forecasting*, 28(5), 1081–1098.
- Ziegler, C. L. 2014. Deep convection initiation: state of the science, limits of understanding, and future directions. Preprints, 94th American Meteorological Society Annual Meeting, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., 1.3.
- Zinner, T.; Mannstein, H.; Tafferner, A. 2008. Cb-TRAM: Tracking and monitoring severe convection from onset over rapid development to mature phase using multi-channel Meteosat-8 SEVIRI data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 101(3-4), 191–210.
- Zipser, E. J.; Liu, C.; Cecil, D. J.; Nesbitt, S. W.; Yorty, D. P. 2006. Where are the most intense thunderstorms on Earth? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(8), 1057–1071.

## 攻读博士学位期间发表的论文

1. **Huang, Y.**; Meng, Z.; Li, J.; Li, W.; Bai, L.; Zhang, M.; Wang, X. 2017. Distribution and variability of satellite-derived signals of isolated convection initiation events over central eastern China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 11,357–11,373.
2. Wang, X.; Guo, Z.; **Huang, Y.**; Fan, H.; Li, W. 2017. A cloud detection scheme for the Chinese Carbon Dioxide Observation Satellite (TANSAT). *Advances in Atmospheric Sciences*, 34(1), 16–25.
3. Bai, L.; Meng, Z.; Huang, L.; Yan, L.; Li, Z.; Mai, X.; **Huang, Y.**; Yao, D.; Wang, X. 2017. An integrated damage, visual, and radar analysis of the 2015 Foshan, Guangdong EF3 tornado in China produced by the landfalling typhoon Mujigae (2015). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 2619–2640.
4. 樊宏杰, **黄亦鹏**, 李万彪. 2017. 基于卫星红外遥感的云顶高度反演算法综述. *北京大学学报(自然科学版)*, 53(4), 783–792.
5. 孙绍辉, 李万彪, **黄亦鹏**. 2018. 利用 Himawari-8 卫星红外图像反演降水. *北京大学学报(自然科学版)*, 出版中.

## 致谢

行文至此，已近结尾。成文过程中的闲暇之余，我经常回去回想在五年读博期间给予我支持和帮助的人，以期在此表达我真挚的感谢。

首先，感谢我的导师李万彪老师。多年前李老师主动接收本科非大气背景的我作为他的学生，才让我有机会进入北大学习生活，并认识许多对我产生重要影响的人和事。读博以来李老师向我提供了良好的学习科研条件，教授了许多卫星遥感知识，给予了充分的科研自主性，并多次支持我外出交流报告，使我开阔了眼界，增长了见识，这些都是我完成博士工作的重要基础。同时，李老师为人亲切正直，对我的处世态度也有十分积极的影响。

由衷感谢孟智勇老师对我的大量指导和帮助，使我能够顺利地完成博士论文的研究工作。从会议海报、摘要和报告，到研究论文的发表，孟老师的言传身教使我认识到了我在科研工作中存在的不足，她无私耐心的教导和指点则让我受益匪浅，是宝贵的财富。孟老师在许多方面都保持着科学严谨的态度，始终怀揣着积极探索的热忱，是我一生上下求索的精神榜样。此外，也要感谢李婧老师、李成才老师、朱元竞老师和大气与海洋科学系其他老师曾经对我的帮助和鼓励。

五年间与朋友和同学的相处是美好的。感谢组里的师姐、师弟和师妹们，以及之前527办公室的同学们，与你们一起学习所拥有的和谐、互助、欢乐的氛围是值得珍惜的。感谢好友白兰强在科研过程中频繁的合作与交流，以及庄一洲在技术问题上耐心的解惑。从厦大一起到北京学习的方鑫和其他老伙伴们，有幸与你们一路同行。感恩在我博士期间关爱我并为我提供便利的亲友，特别是黄威和黄漾玲夫妇。

感谢我的女朋友张慕容，与你的相识相知是我来北大后的另一重要收获。读博期间一半的时光有你的陪伴是我莫大的幸运，愿余生我们继续相互指教、相互扶持。同时感谢慕容爸妈对我的关爱和鼓励。

最后，感谢我的父母。他们重视我的教育，并引以为豪，让我在求学的过程中无后顾之忧并充满动力。感谢他们无条件地支持我所做的决定，给予了我十分的信任。唯有努力奉养父母能报答万一。

前路漫漫，我将始终记得这些可爱的人，继续前行。

黄亦鹏 于燕园  
二零一八年五月

## 北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明

### 原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名：                    日期：      年    月    日

### 学位论文使用授权说明

(必须装订在提交学校图书馆的印刷本)

本人完全了解北京大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，即：

- 按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版本；
- 学校有权保存学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务，在校园网上提供服务；
- 学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；
- 因某种特殊原因需要延迟发布学位论文电子版，授权学校一年/两年/三年以后，在校园网上全文发布。

(保密论文在解密后遵守此规定)

论文作者签名：                    导师签名：

日期：      年    月    日