任素玲, 赵玮, 王建林, 等. 2019. 感热加热对华北及其周边对流活动的影响 [J]. 气候与环境研究, 24(5): 597−610. REN Suling, ZHAO Wei, WANG Jianlin, et al. 2019. Effect of Sensible Heat on Convective Activities in North China and Its Surrounding Areas [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 24(5): 597−610. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18161

感热加热对华北及其周边对流活动的影响

任素玲[1]　赵玮[2]　王建林[3]　李云[1]　史茜[4]

1 国家卫星气象中心，北京 100081
2 北京市气象局，北京 100089
3 青岛市气象局，山东青岛 266003
4 山东省气象局，济南 250031

摘　要　利用2006～2017年风云气象卫星资料和气象再分析资料，对华北及周边5～8月对流活动和地面感热加热进行统计分析。分析表明，华北及周边白天平均感热加热和地形关系密切，内蒙古中部和东南部、华北北部和华北西部山区感热加热较强，最强感热加热出现在5月和6月，7月和8月明显减弱。和感热加热强度相对应，对流活动频率较高的月份同样出现在5月和6月，其中5月以弱对流为主，6月华北中北部强对流最活跃，另外，环渤海区域6～7月强对流相对频繁。5～8月日平均感热加热和对流频率趋势呈现一致的减弱对应关系。上午，感热加热引起河北西部和北部对流层低层出现辐合气流，700 hPa以下出现不同程度的增温，上升气流可达对流层中层，东侧的平原地区出现补偿下沉运动，升温和上升运动触发对流，在有利条件下发展东移。不同月份和区域对流频率日变化呈现明显差异，6月对流频率日变化显著，8月最弱，山区对流频率日变化显著，东部渤海及周边对流频率日变化较小。对流频率的月平均分布和日变化均表现出和地形相关的感热加热差异的特征。

关键词　风云卫星　华北地形　感热加热通量　对流频率

文章编号　1006-9585(2019)05-0597-14　　**中图分类号**　P446　　**文献标识码**　A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18161

Effect of Sensible Heat on Convective Activities in North China and Its Surrounding Areas

REN Suling[1], ZHAO Wei[2], WANG Jianlin[3], LI Yun[1], and SHI Qian[4]

1 *National Satellite Meteorological Center*, *Beijing* 100081
2 *Beijing Meteorological Bureau*, *Beijing* 100089
3 *Qingdao Meteorological Office*, *Qingdao*, *Shandong Province* 266003
4 *Shandong Province Meteorological Bureau*, *Jinan* 250031

Abstract　This paper represents statistical analysis of the convective activities and surface sensible heat fluxes from May to August in North China and its surrounding areas based on meteorological satellite and reanalysis data from 2006 to 2017. The results show that the daytime average sensible heat flux is closely related to the topography in North China and its surrounding areas. The sensible heat flux is stronger in the central and southeastern Inner Mongolia and the northern and the western mountainous areas of North China. The strongest sensible heat flux occurs in May and June

收稿日期　2018-12-27；**网络预出版日期**　2019-08-28

作者简介　任素玲，女，1977年出生，博士，研究员，主要从事卫星资料在天气和气候分析中的应用研究。E-mail: rensl@cma.gov.cn

通讯作者　赵玮，E-mail: zhaowei308@sina.com

资助项目　国家重点研发计划项目2018YFC1506500，渤海区域科技协同创新基金项目QYXM2016

Funded by　National Key Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1506500), Bohai Regional Science and Technology Collaborative Innovation Fund (Grant QYXM2016)

whereas it obviously weakens in July and August. The higher convection frequency corresponding to the intensity of the sensible heat flux also occurs in May and June. In May, most of the convections are weak. The deep convections are most active in the north-central part of North China in June and are relatively frequent in the area around the Bohai Sea from June to July. The trend of the corresponding relationship between the daily average sensible heat flux and convection frequency shows consistent weakening from May to August. In the morning, sensible heat causes various degrees of convergence and warming in the lower troposphere below 700 hPa in the Western and Northern Hebei Province. The ascending motion reaches the middle troposphere, and the compensating descending motions occur in the eastern plains. The warming up and ascending motion trigger convection, which can develop rapidly when it moves eastward under favorable conditions. The diurnal variation in convection frequencies in different months and regions obviously differs. In June, the diurnal variation in the convection frequencies is significant, whereas it is the weakest in August. Regionally, the diurnal variation in the convection frequencies in mountainous areas is significant, whereas it is the weakest in the eastern Bohai Sea and its surrounding areas. Both the monthly mean distribution and diurnal variation in the convection frequency have a close relationship with the surface sensible heat flux generated by the topography.

Keywords Fengyun satellite, Topography of North China, Sensible heat flux, Convection frequency

1 引言

华北是我国重要的暴雨区，虽然暴雨主要集中在7～8月（陶诗言, 1980；丁一汇等, 1980；孙建华等, 2005），但5～6月对流已开始活跃（郑永光等, 2007），研究表明，5～6月对流具有热对流特征，主要发生于午后山区，傍晚达到最强，生命史短，但强度大且常伴有冰雹和强风，而7～8月对流和大范围暴雨天气相关，属于湿对流。近50年冰雹研究也表明（符琳等, 2011），华北冰雹活动最强为6月，主要受局地垂直温度场变化的影响，为强对流活动表征。随着卫星、雷达等高时空分辨率观测资料的应用，华北中小尺度对流系统的个例研究逐渐增多（江吉喜和项继康，1998；郭虎等，2006；赵玮，2008；赵玮和王建捷，2008；李青春等，2011），均表明对流活动在华北强天气过程中的重要性。

华北及周边地形复杂，西部为太行山脉、北部为燕山、西北部为内蒙古高原、东南部为华北平原、东临渤海海域。地形和海陆分布会造成感热加热差异，进而影响对流活动。感热加热对天气气候影响研究主要集中在青藏高原大地形感热加热对夏季风（吴国雄等，2018）、青藏高原低涡(李国平等，2002)、对流和降水（周俊前等，2016）等的影响，华北及周边感热加热对天气影响研究较少。王彦等（2011）分析了环渤海区域海陆风和对流性天气的关系，指出海陆风需要配合动力和热力条件才能触发对流活动。虽然以往的分析研究中，提出了华北及周边地形和海陆分布对对流的影响，但由于地形引起的感热加热的作用研究还需深入。

因此，本文将重点分析感热加热作用对华北及周边对流活动的影响。利用2006～2017年FY-2系列气象卫星高时间分辨率观测数据，对华北及周边区域5～8月对流和强对流进行识别，分析近12年不同区域和月份对流分布和演变特征，并利用气象再分析资料研究白天感热加热对对流触发、活动频率的影响。

2 数据和方法

2.1 数据

文中使用的数据包括FY-2静止气象卫星数据、欧洲中期天气预报中心气象再分析数据和NOAA ETOPO1地形数据。

FY-2静止气象卫星数据：包含FY-2C（2006～2009年）、E（2010～2014年）和G（2015～2017年）三颗卫星，红外1通道(IR1)和水汽通道（WV）的星下点空间分辨率为5 km，时间分辨率为1 h或30 min，IR1和WV通道波长分别为10.3～11.3 μm和6.3～7.6 μm。

欧洲中期天气预报中心ERA-Interim再分析数据集：均选取数据最高空间分辨率0.125°（纬度）×0.125°（经度），地面感热加热通量月平均数据利用00:00（协调世界时，下同）开始积分的03:00、06:00、09:00、12:00时刻累计感热加热，单位为W m^{-2}s（文章中换算为W m^{-2}），10 m风场、等压面温度和风场月平均数据每日4个时次，分别为00:00、06:00、12:00和20:00，温度和风场在垂直方向上分为37层，文中散度依据该风场数据计算获得。

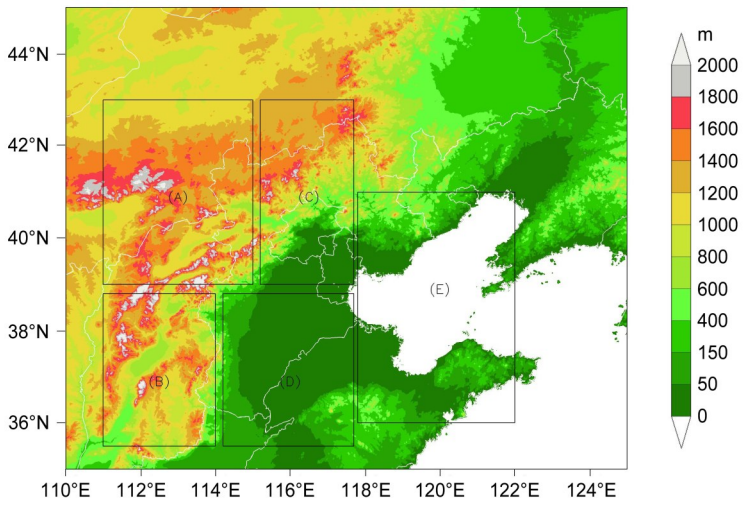

图1　华北及其周边地形分布

Fig.1　Distribution of topography in North China and its surrounding areas

NOAA ETOPO1 地形数据：空间分辨率为0.016667°，华北及周边地形高度如图1。为分析日平均感热时间演变及对流活动日变化特征，把华北及周边分为5个区域，A区为蒙古高原和华北西北部山区、B区为华北西南部山区、C区为华北北部山地和部分平原、D区为华北南部和黄淮北部平原、E区为渤海及环渤海部分陆地。

2.2　FY-2静止气象卫星对流识别方法

利用卫星数据进行对流云团识别主要采用红外通道云顶亮温阈值法，一般选取$TBB_{ir1}\leqslant-32$ ℃为对流云（TBB_{ir1}为卫星红外1通道亮温），$TBB_{ir1}\leqslant-52$ ℃为强对流云（江吉喜和范梅珠，2002；郑永光等，2007，2008）。单阈值法会造成新生对流或者较弱对流的漏判以及云顶较高的层云或卷云的多判，华北及周边地处中纬度，夏季，除对流活动造成的低亮温外，锋面气旋云系头部常出现云顶亮温较低的高层云或卷云，单一阈值法容易把这类信息错判成对流云。Schmetz et al.（1997）指出，强对流发生时，平流层水汽增加，水汽通道（WV：5.7～7.1 μm）吸收辐射并以平流层高度处较高的温度发射，造成水汽图像上的亮温明显高于红外1通道（IR1：10.5～12.5 μm），亮温差异可达6～8 K。研究表明，对流云随着云顶高度的抬升，红外1通道的亮温不断下降，同时红外1和水汽通道间的亮温差值逐渐减小（刘健和蒋建莹，2013）。近年来，卫星多通道亮温差值法常被用于对流云判识（Fu et al., 1990；方翔等，2008；陈国春等，2011）。苏爱芳等（2013）、苏爱芳（2015）在研究黄淮中西部强对流云的演变规律和组织结构时，利用$TBB_{ir1}\leqslant-52$ ℃、$TBB_{ir1}-TBB_{wv}\leqslant8$ ℃且$TBB_{ir1}-TBB_{ir2}\leqslant3$ ℃作为强对流云的标准（其中TBB_{ir2}为红外2通道亮温，IR2通道波长为11.5～12.5 μm，TBB_{wv}为水汽通道亮温）。

本文通过对比试验分析，选取$TBB_{ir1}\leqslant-32$ ℃且$TBB_{ir1}-TBB_{wv}\leqslant4$ ℃作为华北及周边夏季对流的判识依据，该方法有效剔除了高层云和卷云，同时也识别出了初生对流以及发展较弱的对流，选取$TBB_{ir1}\leqslant-52$ ℃且$TBB_{ir1}-TBB_{w}\leqslant-1$ ℃，作为强对流判识依据。图2给出了FY-2气象卫星可见光云图、单一亮温阈值法、亮温通道差值法对流判识结果，$TBB_{ir1}\leqslant-52$ ℃单一阈值法没有判识出05:00发生在河北北部的对流，$TBB_{ir1}\leqslant-32$ ℃的单一阈值把00:00和04:00的层云误判为对流。$TBB_{ir1}\leqslant-32$ ℃且$TBB_{ir1}-TBB_{wv}\leqslant4$ ℃两个通道差值法较好的识别了华北对流的初生、发展和消亡阶段。

利用气象卫星数据对2006～2017年夏季逐小时或半小时卫星数据进行对流判识，计算出月平均对流和强对流频率。计算方法为：若某月内卫星观测数据共有n个时次，经对流判识某一格点上共有m个时次出现对流，则该格点月平均对流频率为$m/n\times100\%$。

2.3　全型涡度方程诊断方法

不考虑大气热力结构所致的涡度内强迫及表面摩擦外强迫，仅考虑外部热源作用的全型涡度方程

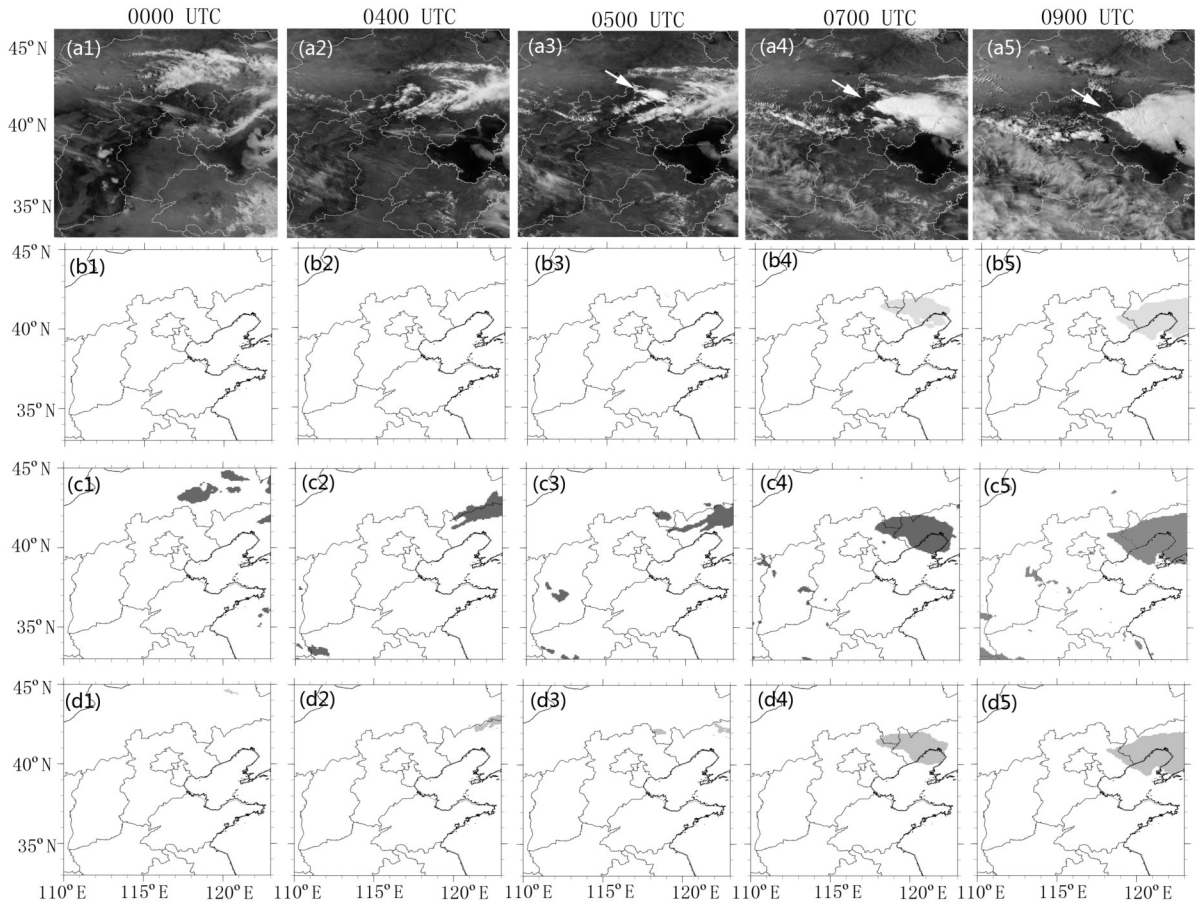

图2 2017年5月31日00:00（第一列）、04:00（第二列）、05:00（第三列）、07:00（第四列）和09:00（第五列）(a1–a5)FY-2G气象卫星可见光图像以及（b1–b5）TBB_{ir1}≤−52 ℃、（c1–c5）TBB_{ir1}≤−32 ℃、（d1–d5）TBB_{ir1}≤−32 ℃且$TBB_{ir1}-TBB_{wv}$≤4 ℃对流判识结果（阴影）

Fig. 2 (a1–a5) FY-2G satellite visiable channel images, (b1–b5) TBB_{ir1}≤−52 ℃, (c1–c5) TBB_{ir1}≤−32 ℃, (d1–d5) TBB_{ir1}≤−32 ℃ and $TBB_{ir1}-TBB_{wv}$≤4 ℃ convective recognition (shadings) at 0000 UTC (the first column), 0400 UTC (the second column), 0500 UTC (the third column), 0700 UTC (the fourth column), 0900 UTC (the fifth column) 31 May 2017

可简化为

$$\frac{\mathrm{d}\zeta_z}{\mathrm{d}t}+\beta v+(f+\zeta_z)\nabla\cdot\boldsymbol{V}=\frac{1}{\theta_z}(f+\zeta_z)\cdot\nabla Q \qquad \theta_z\neq 0, \tag{1}$$

其中，ξ_z为相对垂直涡度，β为Rossby参数（$\beta=\partial f/\partial y$），$v$为经向风，$f$为科氏参数，$\boldsymbol{V}$为三维水平风矢量，$\theta_z$为静力稳定度（$\theta_z=\partial\theta/\partial z$），$Q$为非绝热加热率，包括感热加热和潜热加热，$t$为时间。吴国雄和刘还珠（1999）对上述方程做尺度分析，表明加热垂直梯度比水平梯度大1～2个量级，因此，仅考虑感热加热率垂直分布时，由于感热加热率在近地面层随高度减少，简化后垂直涡度和感热加热垂直分布关系为

$$\left(\frac{\partial\zeta_z}{\partial t}\right)_z^H\propto\frac{(f+\zeta_z)}{\theta_z}\frac{\partial Q^H}{\partial z}<0\,, \tag{2}$$

其中H表示感热作用。根据热力适应原理，感热加热在加热区上空激发反气旋负涡度发展。在近地面层则有气旋涡度发展及上升运动，有利于对流初生。

3 感热加热对平均对流分布影响

华北西部和北部地势较高、东南部较低，并且东部临近渤海海域（图1），受地形、海陆分布及太阳辐射的影响，地表感热加热通量有明显日变化，陆地累计最强感热加热出现在09:00左右，12:00之后陆地为负感热加热（图略）。选取00:00至09:00感热通量累积值代表白天地面感热加热，2006～2017年月平均白天地面感热加热分布如图3所示。5月华北西部和中北部、内蒙古中东部及渤海沿岸的感热加热最强，部分地区的感热加热为

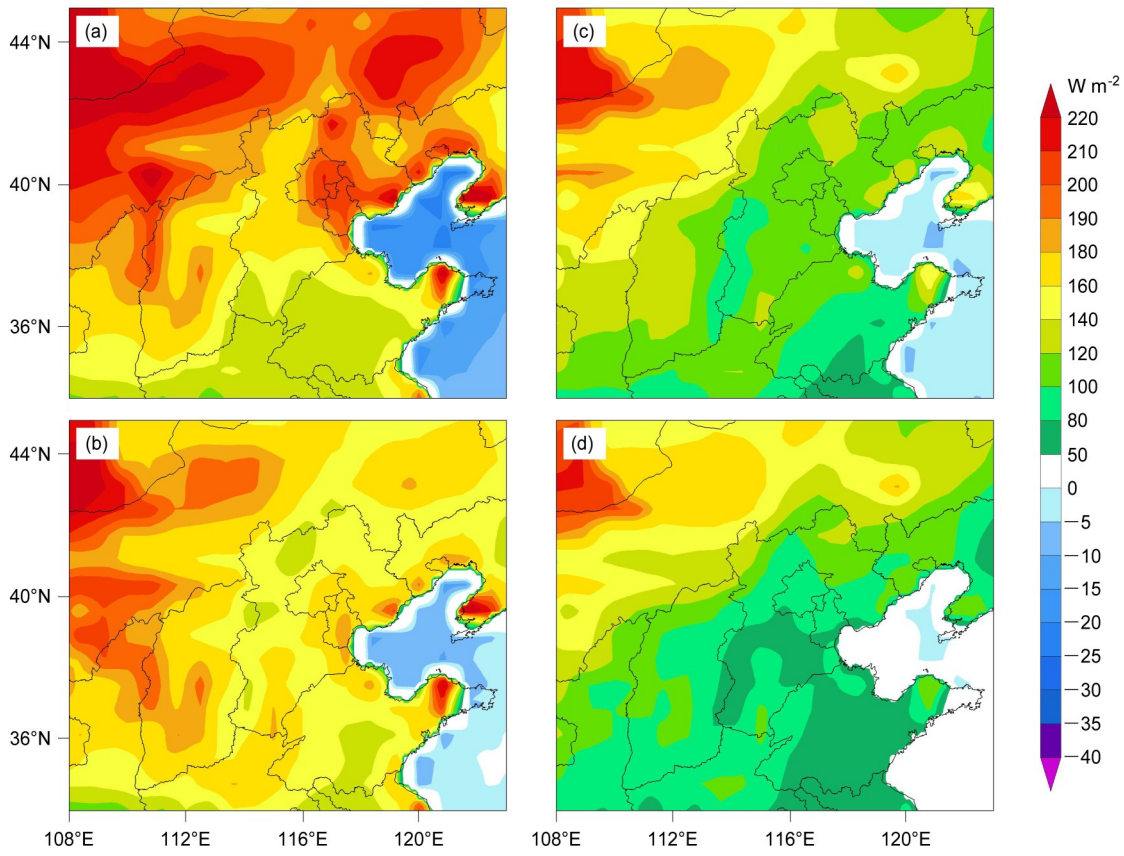

图3　2006～2017年（a）5月、（b）6月、（c）7月和（d）8月00:00至09:00地表感热加热通量累积值

Fig.3　Accumulated surface sensible heat flux from 0000 UTC to 0900 UTC in (a) May, (b) Jun, (c) Jul, and (d) Aug during 2006–2017

190 W m^{-2}以上，感热加热的高值区出现在海拔高度1 km以上的区域。6月114°E以西的内蒙古和山西等地的白天地面感热加热依然较强，华北东北部及内蒙古东部（114°E以东）的白天感热加热通量较5月减弱。7月和8月白天感热加热分布基本相同，感热加热强度较5月和6月减弱，强感热加热出现在内蒙古中部，为140～190 W m^{-2}左右，华北和黄淮的地表感热加热分布均匀，为80～120 W m^{-2}左右。由2006～2017年5～8月日平均白天地面感热加热时间演变可知（图4），A区域（图1）地表感热加热5月维持200 W m^{-2}左右，6～7月中旬略减少为平均160 W m^{-2}左右，7月下旬至8月为140 W m^{-2}左右，为图1中A、B、C、D 4个区域感热加热变化最小的区域。B区域5～6月地表感热加热持平，7～8月明显减弱。C区域5～6月地表感热加热演变趋势一致，但强度偏弱，6月中旬后强度减弱为90～100 W m^{-2}左右。位于华北南部和黄淮北部的D区域平均地表加热6月较强，7～8月明显下降。因此，华北及周边地表感热加热5～6月较强，7～8月，除西北部区域（区域A）降低较小外，其他区域感热加热降低显著。

由月平均对流频率（图5）可以看出，5～7月华北及周边对流活跃，8月明显减弱。5月对流主要分布在河北北部和南部、北京中北部、内蒙古东部偏南地区以及渤海中东部，对流活动频率为5%以上。6月对流活动频率大值区呈显著的东西带状分布，高值中心位于内蒙古南部和华北中北部，对流频率超过6.2%的区域出现在北京中北部、河北东北部和辽宁西部，北部对流频率大值区较5月南移，为一年中华北北部对流最活跃月份，和华北6月冰雹活动最强一致（符琳等，2011）。5～6月，华北中北部对流最活跃的时期，该区域的白天感热加热也最显著（图3和图4），该分析和郑永光等（2007）研究指出的5～6月北京及周边以快速发展且生命期较短的热对流为主这一结论一致。7月华北及周边区域对流较6月减弱，对流活动高值区东移并呈南北向分布，对流高频区为华北东部、渤海和黄淮等地，表现为大范围暴雨相关的湿对流特征

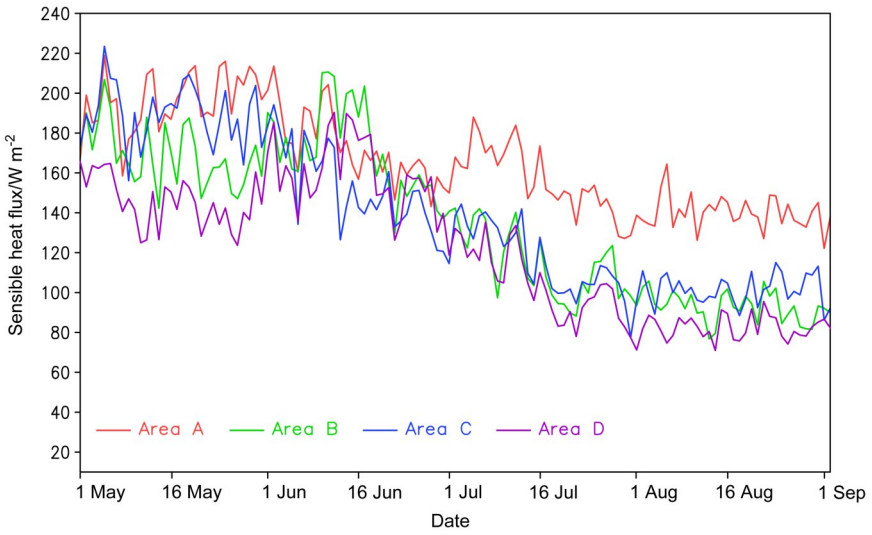

图4 2006～2017年5～8月00:00至09:00地表感热加热通量累积值（区域平均）的时间序列（区域A、B、C、D分别为图1所示区域）

Fig. 4 Time series of accumulated surface sensible heat flux from 0000 UTC to 0900 UTC in May, Jun, Jul, and Aug during 2006–2017 (areas A, B, C, and D indicate the region shown in Fig. 1, respectively)

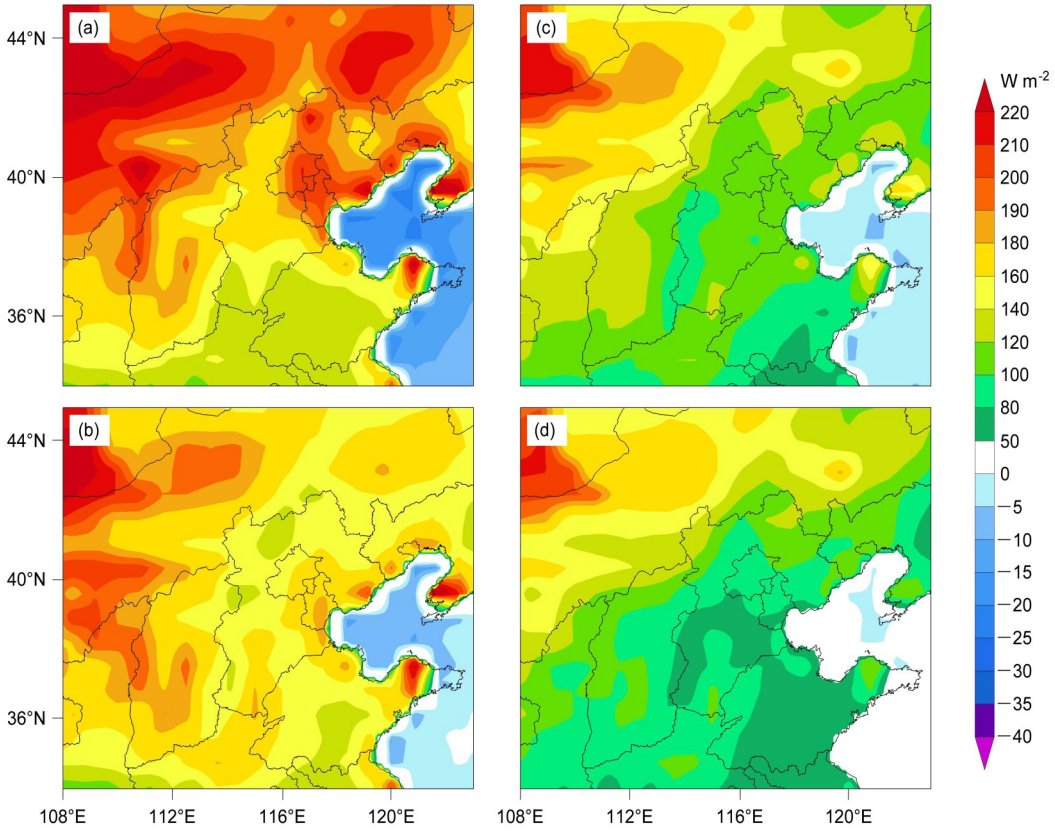

图5 2006～2017年（a）5月、（b）6月、（c）7月和（d）8月月平均对流频率分布

Fig.5 Monthly mean convective frequency in (a) May, (b) Jun, (c) Jul, and (d) Aug during 2006–2017

（郑永光等，2007）。8月对流活动明显减弱，对流活动高值区出现在华北东部和渤海西部。

由月平均对流和强对流频率（图5和图6）对比分析可以看出：5月华北及周边以弱对流为主，强对流活动仅出现山东南部和辽宁；6月华北中北部强对流活动最频繁，高值中心出现在北京东部、

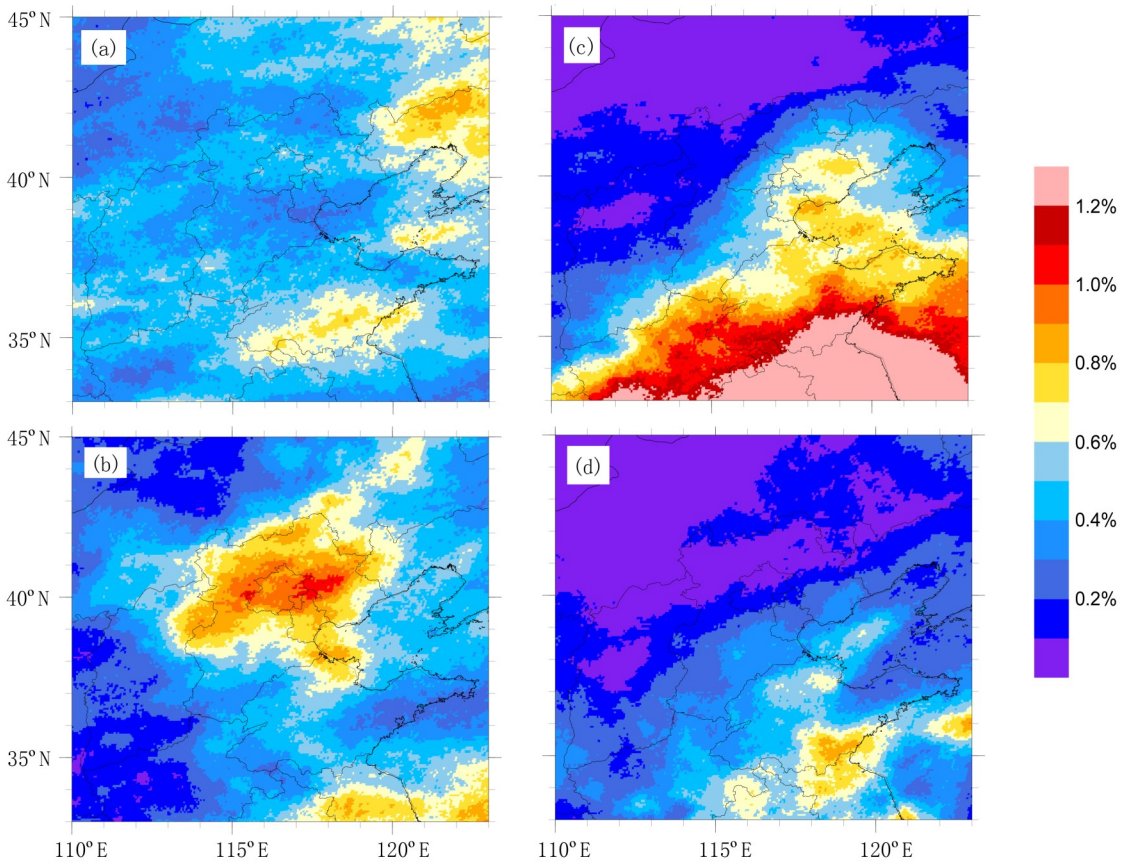

图6　同图5，但为强对流频率

Fig.6　Same as Fig. 5, but for deep convective frequency

河北东北部和天津北部，另外，渤海湾也出现强对流相对高值区；7月和8月对流活动以强对流为主

图7给出了2006～2017年5月1日至8月31日（35.5°N～43°N，111°E～118°E）区域内日平均白天感热加热和对流频率的时间序列。可以看出，5～6月的日平均白天感热加热平均维持在170～190 W m^{-2}左右时，日对流频率的最大值可达8%～10%左右，8月，白天感热加热强度平均维持在100～120 W m^{-2}左右时，日对流频率的最大值减小为1%～3%左右。由于对流活动还受天气系统、水汽等其他多种因素的影响，因此从逐日的演变无法看出非常清晰地定量关系。但由长时间线性趋势分析可以看出，白天感热加热和对流频率在5～8月呈现一致的减弱对应关系。

上午时段，华北及周边地面感热加热自渤海向西部山区逐渐减弱（图3），06:00对流层低层平均水平风场出现差异（06:00风场减去00:00风场，图8），河北西部和北部、山西、内蒙古东部偏南一带

要特征。华北及周边的对流活动频率呈现明显季节变化特征。

沿山系走向形成一支辐合气流带，激发的风场在该区域形成低空辐合。西侧和北侧的高感热加热区为偏西风或西北风，东侧低感热加热区为由海上吹向陆地的向岸风或偏南气流，在感热加热较强的5～6月风场偏东风分量更强，此时渤海海域和山区的感热加热纬向梯度明显，表现为渤海更低的感热加热和西部山区更高的感热加热。8月山区东侧则为偏南风。和不同月份山区感热加热强度相匹配（图3），5月激发的辐合风场的强度最强，7月和8月较弱，差异最明显的区域出现在太行山一带。因此，从气候平均来看，在感热加热较强的5月和6月，上午时段内风场变化在河北西部和北部山区低层形成汇合气流较强，有利于该区域中午时段对流初生，5月和6月华北北部和内蒙古中东的对流也最活跃（图5和图6）。

现以6月和8月为例，分析山区感热加热差异

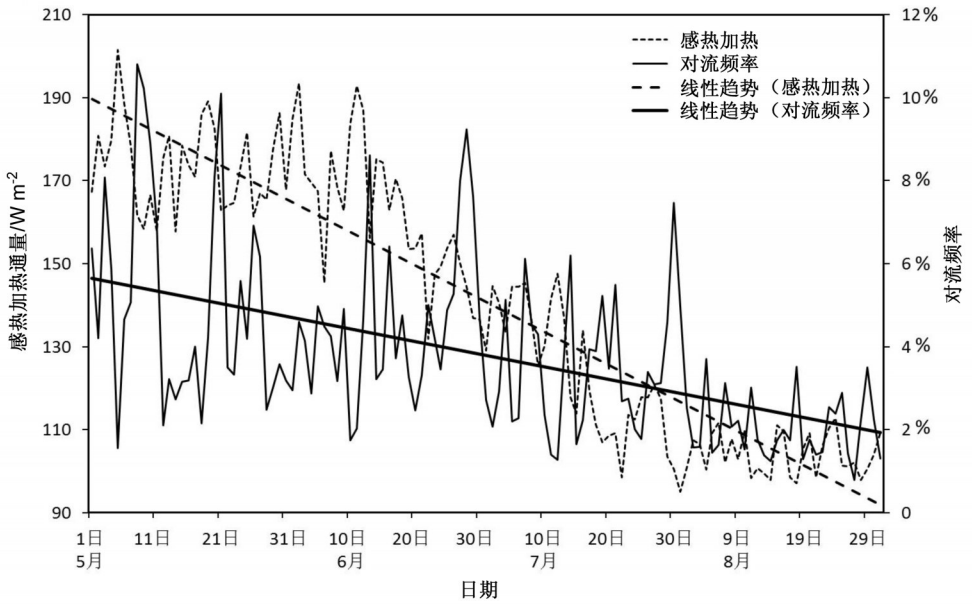

图7 2006～2017年5月1日至8月31日（35.5°N～43°N, 111°E～118°E）区域内00:00至09:00感热加热通量的累积值和对流频率时间序列

Fig.7 Time series of accumulated day sensitive heat flux and convective frequency in the region (35.5°N–43°N, 111°E–118°E) from 1 May to 31 Aug 2006–2017

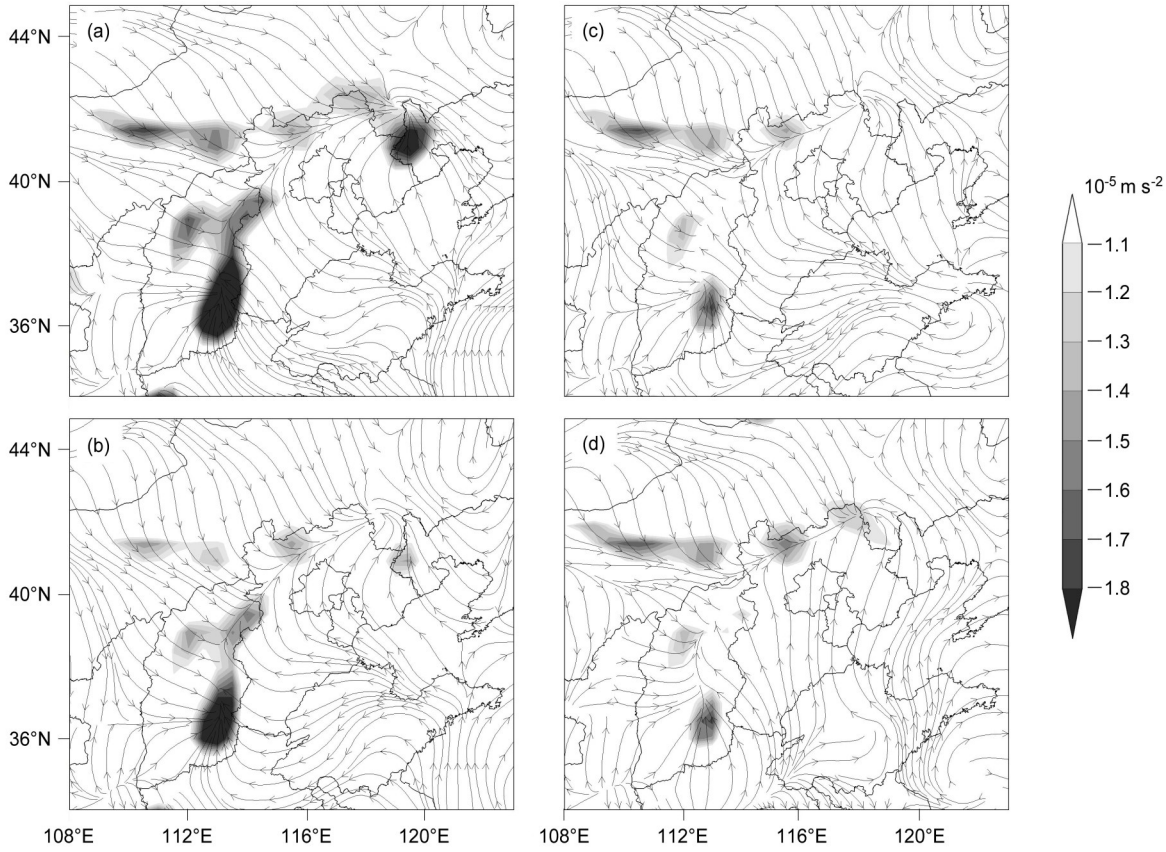

图8 2006～2017年（a）5月、（b）6月、（c）7月和（d）8月平均06:00 850 hPa风场（流线）和散度（阴影）变化

Fig.8 The monthly mean of wind stream (black arrow contour line) and divergence (shadings) between 0000 UTC and 0600 UTC in (a) May, (b) Jun, (c) Jul, and (d) Aug from 2006 to 2017

对大气环流的影响。受感热加热影响，上午时段，山区对流层低层气温明显升高，平原地区变化较小（图9）。沿42°N温度垂直剖面可以看出（代表华北北部山地），108°E～120°E经度范围内（高原或山地），6月和8月700 hPa均出现0.5～4.5 K左右的增温，6月大于0.5 K以上变温伸展的高度比8月略高，加热大气产生上升运动，上升气流在112°E～118°E范围内出现大值中心，且6月上升气流可达500 hPa以上高度，8月加热引起的上升气流达到的高度较低，为600 hPa左右，8月118°E以东对流层中下层形成补偿性下沉气流更显著，和该区域（42°N）8月白天的感热加热明显低于6月相匹配（图3和图4）。

沿38°N的温度垂直剖面可以看出（代表华北西部山地），108°E～114°E经度范围内，对流层低层温度增温幅度同样为0.5～4.5 K左右，8月大气增温幅度和伸展高度显著低于6月，低层增温的经度范围和地形高度分布一致（图1，114°E以东为平原），受感热加热影响，111°E～114°E范围内出现强上升气流并达到500 hPa左右高度，6月和8月114°E以东的河北西南部均出现明显的补偿下沉气流，最强下沉区域出现在山地和东部平原的交界处，另外，该区域6月加热区的变温和垂直速度均显著大于8月，对应着白天地表感热加热差异（图3和图4）。

因此，白天感热加热可造成1 km以上的山区对流层700 hPa以下大气温度出现明显的升温，引起上升气流，上升气流高度可达对流层中层，在山区东侧平原地区形成补偿下沉气流。由此可引发午后山区对流初生，在有利的天气系统和湿度等条件的配合下，初生对流快速发展移动，影响下游地区。不同月份，随感热加热强度不同，06:00变温强度和垂直上升速度达到的垂直高度及强度均出现差异，表明了感热加热对大气环流改变的强度差异。

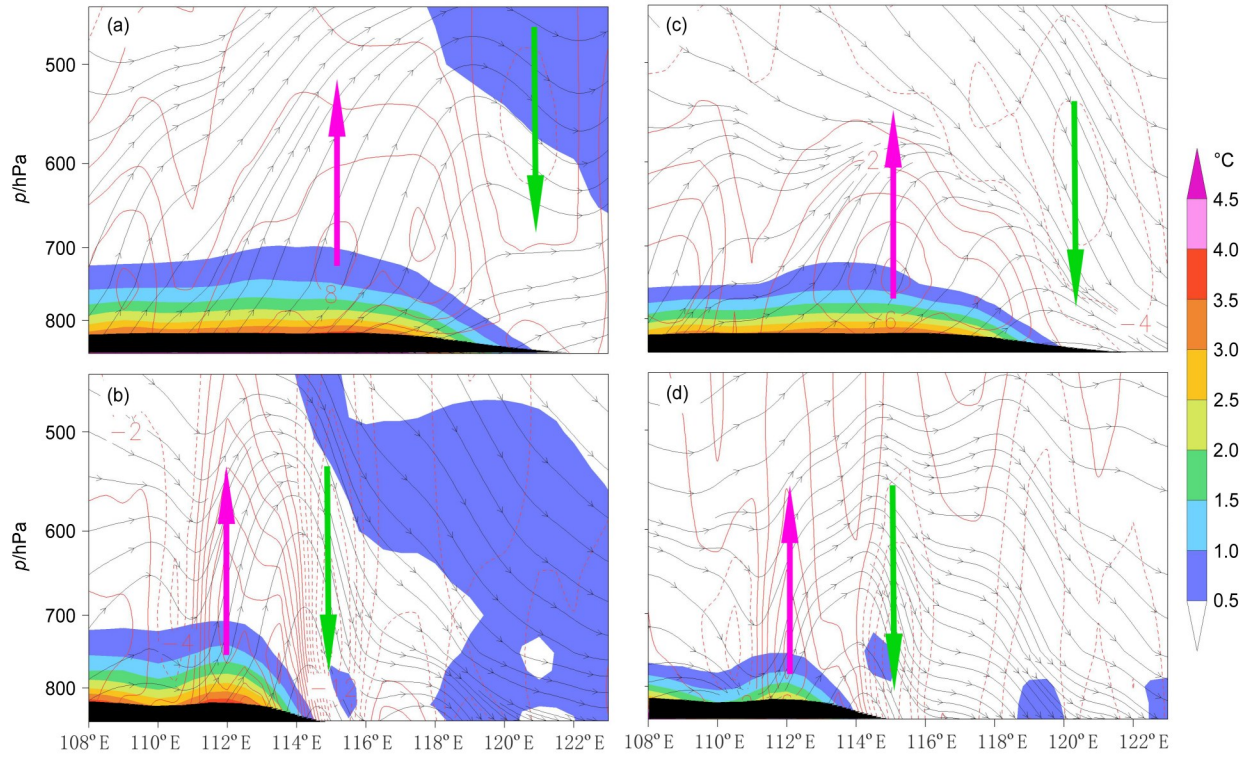

图9　2006～2017年6月（a）沿42°N、（b）沿38°N和8月（c）沿42°N、（d）沿38°N 06:00平均的垂直速度（红色等值线，单位：Pa/s）、纬向风和垂直风流场（黑色箭头流线）、06:00 6 h变温（填色）的垂直剖面（黑色阴影为地形高度）

Fig.9　The average vertical cross sections of vertical velocity (red contour line, units: Pa/s), zonal and vertical wind stream (black arrow contour line) and 6-h temperature variation (shaded) with latitude at 0600 UTC in Jun (a) 42°N, (b) 38°N, and Aug (c) 42°N, (d) 38°N during 2006–2017 (the black shaded area is the topography)

4 感热加热造成的对流日变化特征

为分析感热加热对华北及周边对流活动日变化的影响，分别对华北及周边5个区域进行分析（图1）。A区5～8月平均白天感热加热较高，B区5月和6月感热加热较强而7月和8月减弱（图3和图4）。

由5个区域5～8月对流日变化曲线可以看出（图10），对流日变化最显著的月份为6月，最不显著的月份为8月。对流日变化最显著的区域出为C区（华北北部），其次为A区和B区（西部山区），而位东南部平原和渤海海域（D区和E区）对流日变化不明显。

5～8月，A区的白天感热加热最强（图3），04:00对流开始快速增强，08:00至09:00左右达到最强，此时，地面的感热加热开始转为负值（图略），该区域对流频率也逐渐减弱。位于华北西南部山区的B区有类似的特征。C区对流6月最活跃，该区域对流最活跃的时间略偏晚于西侧的A区1～2 h，09:00至10:00达到最强。D区和C区5月对流日变化特征基本一致，最强对流出现在09:00至10:00左右，而6～7月，最强对流出现在11:00至13:00左右，表现出明显的滞后特征。位于渤海及沿岸的E区5月和6月出现对流日变化特征，对流最强时间为每日18:00至19:00左右，均晚于其他4个区域，E区7～8月对流没日变化较小，流活动的频率基本相同。

对流日变化显著的5月、6月和7月，位于西部的A区和B区高对流频率时间早于其东部的区域。由39°N～43°N（代表北部）和35.5°N～38.8°N（代表南部）两个纬度带内的平均对流频率活动（图11）可知，6月对流随时间有向东传播特征（由A区向C区，由B区向D区），A区最活跃对流出现在区域的东部，之后向东传播，东侧的C区大于5.5%的对流频率持续的时间也较长，位于南部的B区和D区最高对流活动频率区域出现在113°N～114°E区域（太行山的东侧）的08:00至09:00，之后向东传播至华北南部的平原地区，D区12:00

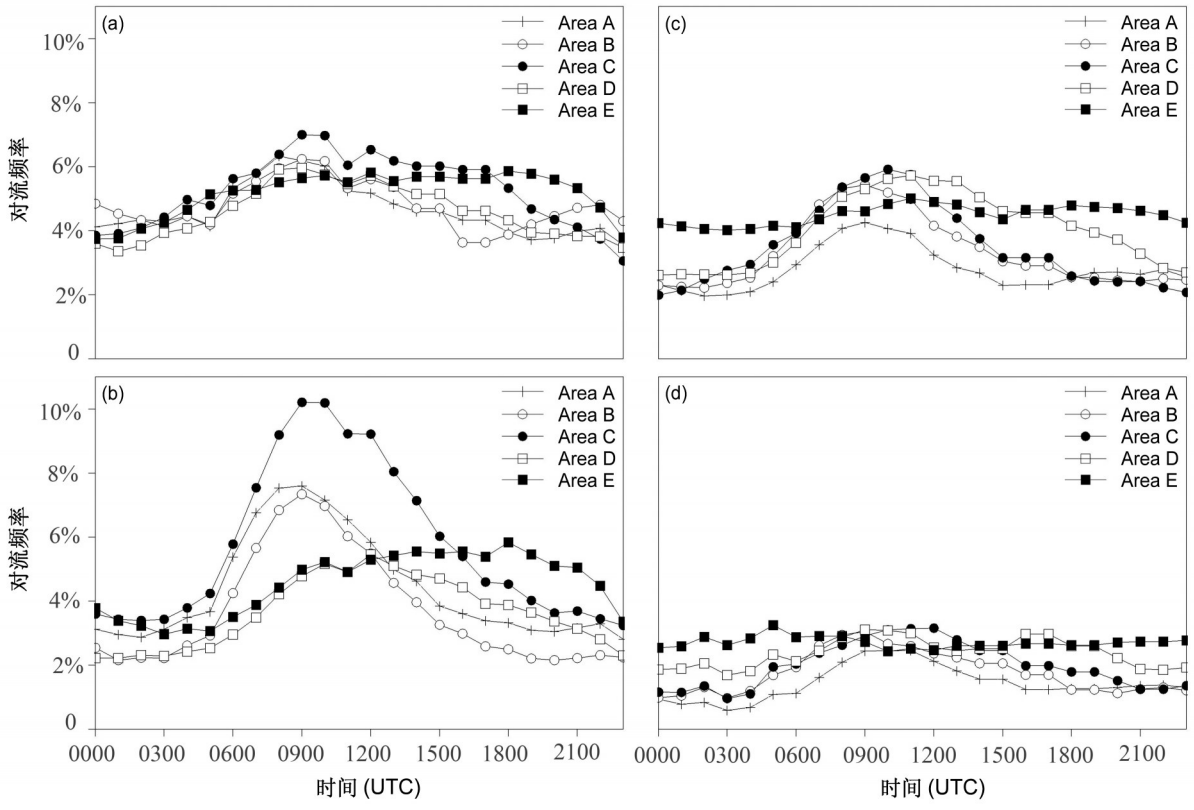

图10 2006～2017年（a）5月、（b）6月、（c）7月和（d）8月A区、B区、C区、D区和E区区域平均对流频率日变化

Fig.10 Regional averages of diurnal convective frequency for areas A, B, C, D, and E in (a) May, (b) Jun, (c) Jul, and (d) Aug during 2006–2017

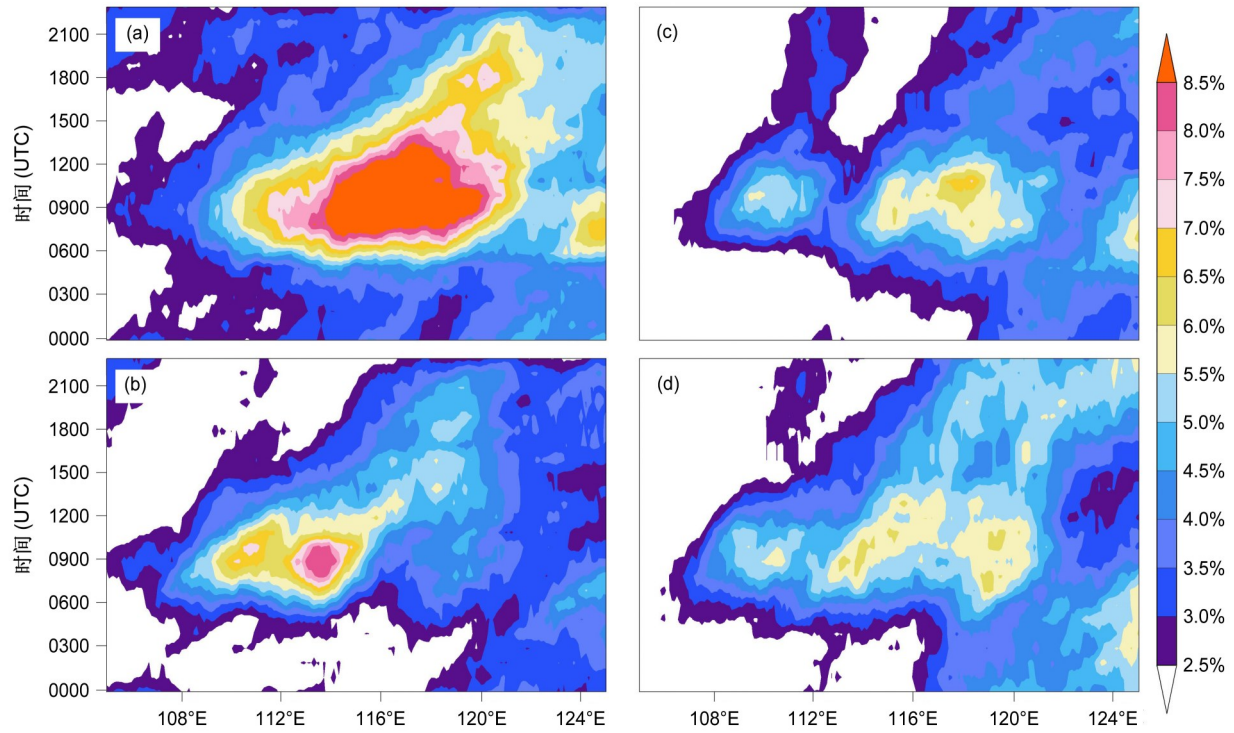

图11　2006～2017年6月（a）39°N～43°N、（b）35.5°N～38.8°N和7月（c）39°N～43°N、（d）35.5°N～38.8°N平均对流频率纬向传播

Fig.11　The average zonal propagation of convective frequency in Jun (a) 39°N–43°N, (b) 35.5°N–38.8°N, and Jul (c) 39°N–43°N, (d) 35.5°N–38.8°N during 2006–2017

至20:00为一天中对流活跃的时段，对流由B区传播至D区时，对流频率减弱。7月39°N～43°N纬度带内对流的东传较弱，C区对流主要是本地初生对流发展而成（图11），35.5°N～38.8°N纬度带可看到明显的东传特征。

由6月和7月06:00至14:00平均对流频率分布（图12）可知，6月华北北部对流初生时间为08:00左右，之后快速发展，12:00左右达到活动频率最强，之后减弱。而7月对流初生时间较早，06:00 C区的河北北部的燕山山脉最先开始出现对流活动，08:00河北东北部和内蒙古交界处的对流活动频率增强，大值中心略向东南移动，影响河北东北部和辽宁西部，12:00开始减弱。08:00，河北西北部的对流也开始活跃，10:00达到活动频率高峰，但对流在向北京移动的过程中，活动频率减弱，出现原地生消的特征。因此，相对于7月，6月对流初生时间较晚而发展更为迅速。7月华北北部（C区）对流活动主要表现为午后燕山山脉附近对流的生成和发展东移。

5　结论和讨论

本文通过多年风云气象卫星资料和气象再分析资料，对华北及周边区域5～8月对流活动频率及地形引起的感热加热分布进行了分析，主要结论如下：

（1）5～8月，华北及周边白天感热加热和对流活动均呈现明显的月变化特征。白天感热加热高值出现在海拔较高的区域，华北平原和渤海感热加热较低。5月和6月感热加热较强，7月和8月感热加热强度明显减弱。感热加热较强的5月和6月华北北部和内蒙古中东的对流最活跃，6月对流活动频率大值区域呈显著的东西带状分布。7月对流减弱，对流活动高频区东移并呈南北向分布，8月对流活动明显减弱。其中5月以弱对流为主，6月华北中北部强对流最活跃，环渤海区域6～7月强对流相对频繁。5～8月日平均感热加热和对流频率趋势呈现一致的减弱对应关系。

（2）白天山区感热加热可造成对流中低层温度升高和上升运动。感热加热可造成河北西部和北部山区对流层700 hPa以下大气出现明显升温，激发

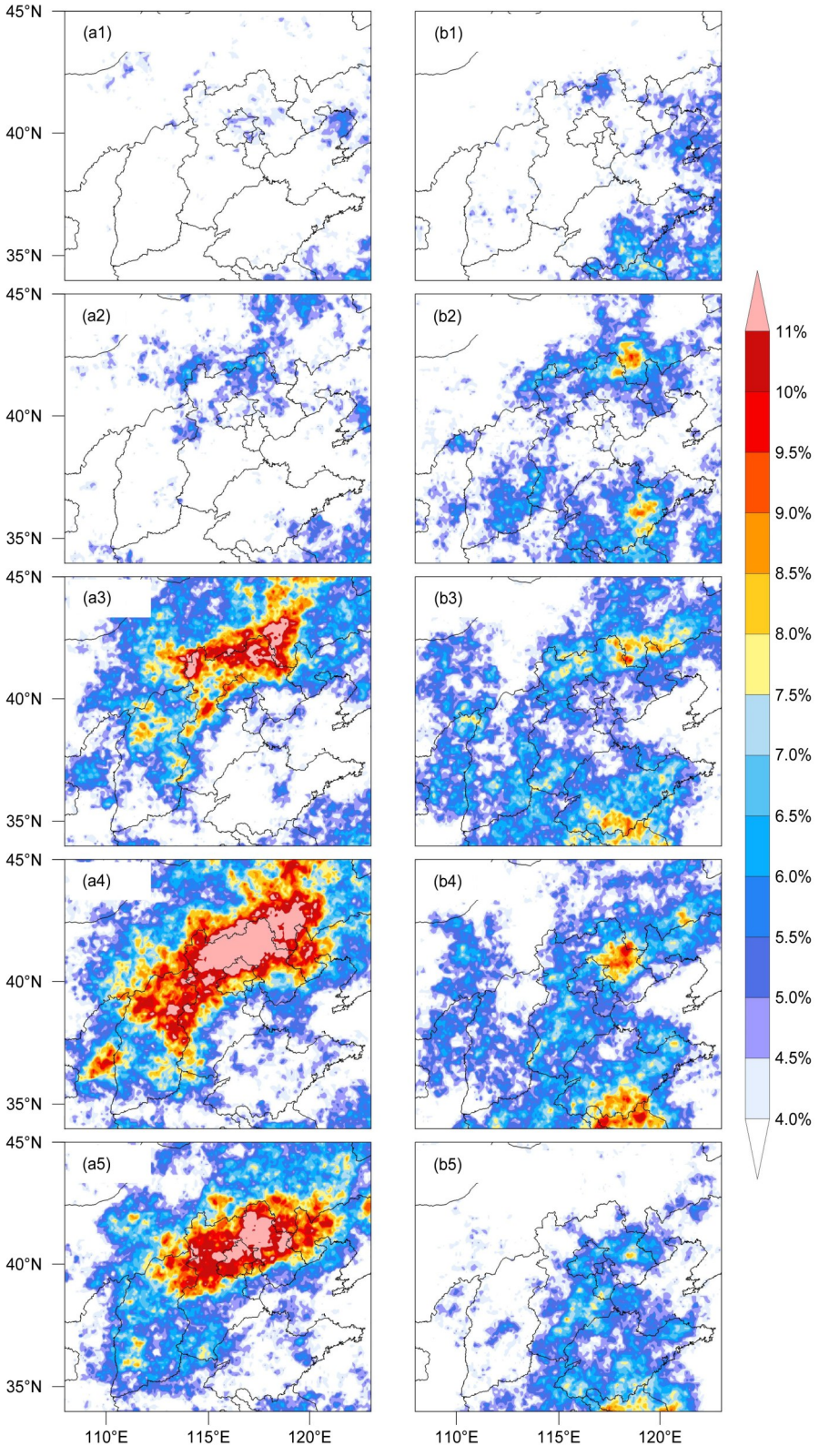

图12 2006～2017年6月（左列）和7月（右列）平均1 h对流频率。图a1、a2、a3、a4、a5分别为06:00、08:00、10:00、12:00、14:00；图b1、b2、b3、b4、b5分别为06:00、08:00、10:00、12:00、14:00

Fig.12 The 1-h average convection frequency in Jun (left panel) and Jul (right panel) from 2006 to 2017. Fig.12 a1, a2, a3, a4, and a5 refer to 0600 UTC, 0800 UTC, 1000 UTC, 1200 UTC, and 1400 UTC, respectively; Fig.12 b1, b2, b3, b4, and b5 refer to 0600 UTC, 0800 UTC, 1000 UTC, 1200 UTC, and 1400 UTC, respectively)

低层辐合和上升运动，上升气流可达对流层中层。不同月份感热加热强度不同，风场变化引起的低层辐合强度也不同，同时06:00变温强度和上升运动到达的高度及强度均出现差异，表明不同月份感热加热对大气环流改变，进而影响月平均对流活动。

（3）华北及周边不同月份和区域对流活动频率分布呈现日变化特征。整体而言，感热加热较强的6月对流频率日变化最显著，感热加热最弱的8月对流频率日变化最小。西北部和西部山区对流频率日变化显著，平原和渤海周边对流频率日变化较小。对流活动频率在05:00左右快速增加，高峰时间西部早而东部滞后，表现出对流活动东传的特征。

（4）对比分析6月和7月平均对流日变化分布，6月华北西北和北部对流初生时间较晚而发展更为迅速，表现出较强的本地初生及东移发展的特征。7月，华北北部的对流活动主要表现为午后燕山山脉附近对流的生成和发展东移。

本文主要讨论了感热加热对华北及周边对流活动的影响，对流活动还受到其他多方面因素的影响，例如地形的动力作用、水汽输送、不稳定能量的积累和触发等，文章中提到6月受海陆分布和感热加热的影响，太行山区上升气流引起华北中南部出现下沉气流，而低层吹向陆地的偏东风也会带来丰沛的水汽，高温高湿的空气在中层下沉气流的影响下，容易造成不稳定能量的聚积，可能是造成6月和7月环渤海及华北东北部强对流频发的因素之一。另外，上午时段云量分布也会引起地面太阳入射辐射分布不均。这些因素都值得进一步深入分析。

参考文献（References）

陈国春, 郑永光, 肖天贵. 2011. 我国暖季深对流云分布与日变化特征分析 [J]. 气象, 37(1): 75−84. Chen Guochun, Zheng Yongguang, Xiao Tiangui. 2011. Distribution and spatiotemporal variations of deep convective clouds over China during the warm season [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 37(1): 75−84.

郭虎, 季崇萍, 张琳娜, 等. 2006. 北京地区2004年7月10日局地暴雨过程中的波动分析 [J]. 大气科学, 30(4): 703−711. Guo Hu, Ji Chongping, Zhang Linna, et al. 2006. A case study of local rainstorm in Beijing on 10 July 2004: The analysis of the gravity wave [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30(4): 703−711.

丁一汇, 李吉顺, 孙淑清, 等. 1980. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析 [C]// 暴雨及强对流天气的研究——中国科学院大气物理研究所集刊, 第9号. 北京: 科学出版社, 1−13. Ding Yihui, Li Jishun, Shun Shuqing, et al. 1980. The analysis on mesoscale systems producing heavy rainfall in North China [C]// Papers of Institute of Atmospheric Physics (in Chinese), Chinese Academy of Sciences (CAS), No. 9. Beijing: Science Press, 1−13.

方翔, 邱红, 曹志强, 等. 2008. 应用AMSU−B微波资料识别强对流云区的研究 [J]. 气象, 34(3): 22−29, 129. Fang Xiang, Qiu Hong, Cao Zhiqiang, et al. 2008. Research on severe convective cloud identification by using AMSU−B microwave data [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34(3): 22−29, 129.

符琳, 李维京, 张培群, 等. 2011. 近50年我国冰雹年代际变化及北方冰雹趋势的成因分析 [J]. 气象, 37(6): 669−676. Fu Lin, Li Weijing, Zhang Peiqun, et al. 2011. Inter-decadal change of hail events over China and causation analysis in northern China in recent 50 years [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 37(6): 669−676.

Fu R, del Genio A D, Rossow W B. 1990. Behavior of deep convective clouds in the tropical Pacific deduced from ISCCP radiances [J]. J. Climate, 3(10): 1129−1152. doi:10.1175/1520-0442(1990)003<1129:bodcci>2.0.co;2

江吉喜, 项续康. 1998. “96.8”河北特大暴雨成因的中尺度分析 [J]. 应用气象学报, 9(3): 304−313. Jiang Jixi, Xiang Xukang. 1998. Mesoscale analysis of causes for “96.8” extreme torrential rain of Hebei Province [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 9(3): 304−313.

江吉喜, 范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统 [J]. 大气科学, 26(2): 263−270. Jiang Jixi, Fan Meizhu. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(2): 263−270.

李国平, 赵邦杰, 杨锦青. 2002. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用 [J]. 大气科学, 26(4): 519−525. Li Guoping, Zhao Bangjie, Yang Jinqing. 2002. A dynamical study of the role of surface sensible heating in the structure and intensification of the Tibetan Plateau vortices [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(4): 519−525.

李青春, 苗世光, 郑祚芳, 等. 2011. 北京局地暴雨过程中近地层辐合线的形成与作用 [J]. 高原气象, 30(5): 1232−1242. Li Qingchun, Miao Shiguang, Zheng Zuofang, et al. 2011. Formation and effect of surface convergence line in local rainstorm process of Beijing [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30(5): 1232−1242.

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 [J]. 大气科学, 37(4): 873−880. Liu Jian, Jiang Jianying. 2013. Using FY−2C high temporal resolution regional scan data to monitor strong convective cloud [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(4): 873−880.

Schmetz J, Tjemkes S A, Gube M, et al. 1997. Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT [J]. Advances in Space Research, 19(3): 433−441. doi: 10.1016/s0273-1177(97)00051-3

苏爱芳, 银燕, 吕晓娜, 等. 2013. 黄淮西部地貌过渡区深对流云的时空特征及其天气意义 [J]. 气象学报, 71(3): 383−396. Su Aifang,

Yin Yan, Lü Xiaona, et al. 2013. Spatial-temporal characteristics and synoptic significance of deep convective clouds over the physiognomy transition region of western Huanghuai [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 71(3): 383-396.

苏爱芳. 2015. 黄淮西部深对流云的演变规律和组织结构 [D]. 南京信息工程大学博士学位论文, 145pp. Shu Aifang. 2015. The evolution and structure of deep convection clouds in central and western Huanghuai Region [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Nangjing University of Information Science and Technology, 145pp.

孙建华, 张小玲, 卫捷, 等. 2005. 20世纪90年代华北大暴雨过程特征的分析研究 [J]. 气候与环境研究, 10(3): 492-506. Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Wei Jie, et al. 2005. A study on severe heavy rainfall in North China during the 1990s [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10(3): 492-506.

陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1-225. Tao Shiyan. 1980. Storm in China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 1-225.

王彦, 于莉莉, 李艳伟, 等. 2011. 边界层辐合线对强对流系统形成和发展的作用 [J]. 应用气象学报, 22(6): 724-731. Wang Yan, Yu Lili, Li Yanwei, et al. 2011. The role of boundary layer convergence line in initiation of severe weather events [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 22(6): 724-731.

吴国雄, 刘还珠. 1999. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展 [J]. 气象学报, 57(1): 1-15. Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. 1999. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57(1): 1-15. doi:10.11676/qxxb1999.001

吴国雄, 刘屹岷, 何编, 等. 2018. 青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的机制 [J]. 大气科学, 42(3): 488-504. Wu Guoxiong, Liu Yimin, He Bian, et al. 2018. Review of the impact of the Tibetan Plateau sensible heat driven air-pump on the Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(3): 488-504.

赵玮, 王建捷. 2008. 北京2006年夏季接连两场暴雨的观测对比分析 [J]. 气象, 34(8): 3-14, 129-130. Zhao Wei, Wang Jianjie. 2008. Comparison and analysis on two successive torrential rain events over Beijing in summer of 2006 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34(8): 3-14, 129-130.

赵玮. 2008. 北京地区夏季暴雨的中尺度对流系统及环境条件的观测分析 [D]. 中国气象科学院硕士学位论文, 76pp. Zhao Wei. 2008. Observational analysis on mesoscale convection systems and development conditions of summer torrential rain events over Beijing area [D]. M. S. thesis (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences, 76pp.

郑永光, 陈炯, 陈明轩, 等. 2007. 北京及周边地区5～8月红外云图亮温的统计学特征及其天气学意义 [J]. 科学通报, 52(14): 1700-1706. Zheng Y G, Chen J, Chen M X, et al. 2007. Statistical characteristics of bright temperature of infrared cloud maps in Beijing and its surrounding areas from May to August [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 52(14): 1700-1706.

郑永光, 陈炯, 朱佩君. 2008. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征 [J]. 科学通报, 53(4): 471-481. Zheng Yongguang, Chen Jiong, Zhu Peijun. 2008. Distribution and diurnal variation of mesoscale convection systems in China and its surrounding areas in summer [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 53(4): 471-481.

周俊前, 刘新, 李伟平, 等. 2016. 青藏高原春季地表感热异常对西北地区东部降水变化的影响 [J]. 高原气象, 35(4): 845-853. Zhou Junqian, Liu Xin, Li Weiping, et al. 2016. Relationship between surface sensible heating over the Qinghai-Xizang Plateau and precipitation in the eastern part of northwest China in spring [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 35(4): 845-853.