中国科学: 地球科学 2018 年 第 48 卷 第 1 期: 93 ~ 101
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

东亚夏季风的气候北界指标及其年际变化研究

陈婕[1], 黄伟[1*], 靳立亚[1,2], 陈建徽[1], 陈圣乾[1], 陈发虎[1,3†]

1. 兰州大学资源环境学院西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;
2. 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225;
3. 中国科学院青藏高原研究所高寒生态与生物多样性重点实验室, 北京 100101

* 通讯作者, E-mail: whuang@lzu.edu.cn
† 通讯作者, E-mail: fhchen@itpcas.ac.cn, fhchen@lzu.edu.cn

收稿日期: 2017-05-13; 接受日期: 2017-10-09; 网络版发表日期: 2017-11-15
国家自然科学基金项目(批准号: 41505043, 41372180)资助

摘要 长时间尺度东亚夏季风北界的时空变化及其物理机制的研究对理解过去、预测未来气候变化有重要意义, 但目前主要基于气象定义的各东亚夏季风北界指标与地理环境缺少对应, 也很难应用于古气候研究. 本文参照全球季风的概念定义, 使用CMAP和GPCP等月分辨率降水资料, 结果发现夏季(5~9月)2mm day^{-1}的等降水线(即300mm降水量)变化范围与中国现代土地覆被类型、气候转换带以及潜在自然植被类型的空间分布存在很好的对应关系, 也与风场突变位置一致, 具有明确的气候-生态-地理界线意义, 可作为东亚夏季风的北界指标(称为气候北界指标). 该指标刻画的中国气候态(1981~2010年)东亚夏季风北界整体呈东北-西南走向, 在中国北方地区从西到东大致沿中国祁连山东段-贺兰山南麓-大青山-大兴安岭西侧一线. 东亚夏季风气候北界在1980~2015年间的年际空间波动范围覆盖了甘肃中部、宁夏北部、内蒙古中东部以及东北地区, 北可深入到中蒙边界, 南可退缩到山东-河南中部一线, 围绕气候态北界在200~700km范围内波动, 空间波动幅度从西到东逐渐增大, 但不同区域随时间的南北波动趋势大体一致.

关键词 东亚夏季风, 气候北界指标, 年际变化, 空间波动

1 引言

季风作为全球大气环流系统中的一个重要成员, 与人们的生产生活息息相关. 经典气候学认为, 季风是局地近地面层风的季节性反转现象(Ramage, 1971; Webster, 1987). 随着研究的拓展和不断深入, 21世纪初"全球季风"的概念被提出, 将季风从区域性的气候现象扩展为全球尺度大气环流的季节性反转和干湿期的季节性交替现象(Trenberth等, 2000; Wang和Ding, 2006, 2008), 开启了季风研究的新阶段(汪品先, 2009). 这之后, 对于全球季风区范围和季风降水等相关研究都在逐渐深入(Wang和Ding, 2006, 2008; Zhou等, 2008a; Hsu等, 2011; Wang等, 2012; Lin等, 2014; Wang P X等, 2014).

东亚夏季风是全球季风系统中的重要组成部分(Wang B等, 2014). 在东亚地区, 全球季风影响范围的

中文引用格式: 陈婕, 黄伟, 靳立亚, 陈建徽, 陈圣乾, 陈发虎. 2018. 东亚夏季风的气候北界指标及其年际变化研究. 中国科学: 地球科学, 48: 93–101, doi: 10.1360/N072017-00150
英文引用格式: Chen J, Huang W, Jin L Y, Chen J H, Chen S Q, Chen F H. 2018. A climatological northern boundary index for the East Asian summer monsoon and its interannual variability. Science China Earth Sciences, 61: 13–22, doi: 10.1007/s11430-017-9122-x

© 2017 《中国科学》杂志社

北界也就是东亚夏季风的北界, 并随其夏季风的强弱变化而引起东亚夏季风空间范围的年际和年代际波动, 前人将东亚夏季风北界的移动范围称为东亚夏季风边缘活动带(徐袁和钱维宏, 2003; 胡豪然和钱维宏, 2007). 由于东亚夏季风边缘活动带的降水比东亚夏季风核心区偏少, 对东亚夏季风的强弱变化响应也更敏感, 降水的波动尤为显著, 进而对植被、生态和农业等的影响也就更加强烈, 是中国的农牧交错带、气候敏感带和自然灾害的频发区(史正涛, 1996; Fu, 2003). 中国北方大部分地区位于东亚夏季风边缘活动带, 研究东亚夏季风北界变化不仅可以加深对中国北方气候变化的认识, 还将对理解气候变化与生态系统的互馈作用具有重要意义.

目前对于东亚夏季风北界的定义, 大致可以分为二类. 一类是从气团角度出发, 认为东亚夏季风北界是低纬的暖湿气团与中高纬的干冷气团相互作用的边界. 例如, 王安宇等(1999)综合考虑了气团暖湿程度和风向, 利用候平均资料定义了东亚夏季风区需要满足的两个条件: (1) 西南风大于2m s^{-1}, (2) 30°N以南的假相当位温(θ_{se})大于340K, 30°N以北的θ_{se}大于335K; 吴长刚等(2005)将东亚夏季风北界的位置定义为: 850hPa候平均风场上为西南风, 并且南风大于3m s^{-1}, 同时850hPa候平均的θ_{se}大于335K. 另一类主要是从降水角度出发, 突出东亚夏季风降水随季节向北推进的重要特征. 例如, Qian和Lee(2000)基于南海季风爆发时的强对流降水, 将4mm day^{-1}的候平均等时线所能推进到的最北位置定义为东亚夏季风的北界; Wang和Lin(2002)将亚洲季风区定义在了候平均降水与1月平均降水之差超过5mm day^{-1}的范围内; Qian等(2007)还利用7天滑动平均的4mm day^{-1}等时线变化划定了东亚夏季风北界的变化范围.

综上所述, 目前东亚夏季风北界的定义没有统一的标准, 并且已有的定义都是基于日或者候分辨率资料. 而对于更长时间尺度东亚夏季风北界及其变化的研究, 尽管可以通过数值模拟等技术手段得到长时间尺度的气候要素, 但基本都以月分辨率为主, 而古气候研究领域给出的东亚夏季风北界多缺少严格定义和指标(例如, Winkler和Wang, 1993; Chen等, 2008, 2010), 因此现有基于日或者候分辨率的定义无法应用于长时间尺度的古季风北界变化研究, 这将阻碍在更长时间尺度来认知东亚夏季风北界的时空变化过程及其变化机制. 全球季风影响范围的确定主要依靠月分辨率的降水资料(Wang等, 2012), 可较好用于古季风的研究(Liu等, 2009, 2012; Jiang等, 2015a, 2015b). 本文依据全球季风的概念定义, 使用月分辨率的资料探索东亚夏季风的北界指标, 并评估其可靠性, 确定东亚夏季风的北界位置, 探讨其在全球变暖背景下的时空变化特征.

2 资料和方法

本研究采用了四套降水数据集, 主要包括1979~2015年全球降水气候学计划降水(GPCP; Huffman等, 2009)和美国气候预报中心合成分析降水(CMAP; Xie和Arkin, 1997)的全球格点数据集, 空间分辨率都为2.5°×2.5°, 上述两套逐月数据集是目前全球季风研究最常用的数据集, 除了整合站点观测数据以外, 还包含卫星反演降水数据, 使得数据集更加准确. 由于这两套数据集在某些区域存在差别(Zhou等, 2008b; Hsu等, 2011), 本文对这两套数据集进行算术平均以减少不确定性. 同时选用全球降水气候学中心(GPCC)1988~2013年空间分辨率为1.0°×1.0°的全球陆地逐日格点降水数据集(Schamm等, 2015), 以及英国东英吉利大学气候研究中心建立的空间分辨率为0.5°×0.5°的格点降水数据集(CRU TS 3.23; Harris等, 2014)与前两套降水数据集进行对比分析, 以交叉验证所选数据集的可靠性. 风场数据使用了美国国家环境预测/大气研究中心(NECP/NCAR)1979~2015年的逐月再分析资料(Kalnay等, 1996), 其空间分辨率为2.5°×2.5°. 另外, 本文还使用了两套从NASA EARTHDATA网站下载的, 来自国际卫星路面气候学计划(ISLSCP II)的全球土地覆被类型数据集(具体见https://daac.ornl.gov/), 从中提取出中国范围内的土地覆被情况, 分析东亚夏季风北界附近的土地覆被类型. 一套是MODIS卫星资料反演的2000年10月至2001年10月的土地覆被类型数据集, 空间分辨率为0.25°×0.25°, 土地覆被类型根据国际地圈生物圈计划(IGBP)的标准分为了17类, 并提供了分类的置信度(Friedl等, 2010); 另一套是潜在自然植被类型数据集, 代表在没有人类活动的情况下, 现代气候与自然扰动平衡中最有可能存在的自然植被分布, 空间分辨率为0.5°×0.5°, 潜在自然植被类型有16类(Ramankutty

和Foley, 2010).

3 结果和讨论

3.1 东亚夏季风气候北界指标的确定及其时空变化

全球季风区的定义是基于夏季(5~9月)与冬季(上年11月至当年3月)降水之差大于2mm day^{-1}, 且夏季降水超过全年降水量55%所覆盖的区域(Wang等, 2011). 对于中国北方地区而言, 作为北半球冬季最为活跃的环流系统之一的东亚冬季风(陈隽和孙淑清, 1999; Huang等, 2003)为寒潮爆发提供了有利的气象条件, 导致冷空气频繁影响中国北方地区, 造成低温冷害、冰冻雨雪等灾害性天气(郭其蕴, 1994; 顾雷等, 2008; Wen等, 2009; Sun等, 2010; Wang等, 2012), 进而导致冬季降水增加, 会造成夏季与冬季降水之差减小, 从而使基于上述季节性降水差定义的全球季风信号在东亚地区出现扭曲. 尤其对于降水相对较少的东亚夏季风边缘区而言, 冬季降水的增加会使利用这种定义确定的东亚夏季风北界与实际气候-生态-地理状况存在较大出入. 显然, 通过夏季与冬季降水之差这一指标来界定夏季风北界并不适用于东亚季风区. 根据东亚地区冬季降水相对较高的特点, 我们建议直接使用夏季(5~9月)降水等值线来定义东亚夏季风北界更为合理, 此指标既不同于气象上定义的东亚夏季风北界指标, 也与全球季风定义有一定区别, 在此称为东亚夏季风的气候北界指标以区别于现有的其他东亚夏季风北界指标.

考虑到青藏高原观测站点较少, 格点降水数据在青藏高原误差较大, 本文只考虑东亚夏季风在中国东北和西北地区的北界. 本文使用CMAP和GPCP数据集的算术平均, 计算了夏季1、1.5、2.0和2.5mm day^{-1}的1980~2015年的逐年平均值和近30年(1981~2010年)的总平均值. 结果发现, 夏季2mm day^{-1}的等降水线(相当于300mm降水量)更符合中国北方的气候-生态-地理的实际情况(见后文). 依据该指标获得的东亚夏季风气候态北界在中国西北和东北(100°E~120°E)从西到东大致沿中国祁连山东段-贺兰山南麓-大青山-大兴安岭西侧一线(图1中红色粗实线), 整体呈东北-西南走向, 而年际波动范围大致覆盖了甘肃中部、宁夏北部、内蒙古中东部地区以及东北地区, 以气候态北界为中心在200~700km范围内波动, 并且空间波动幅度从西到东逐渐增大, 整体呈东北-西南走向(图1中黑色虚线). 靠近青藏高原东北边缘和黄土高原西部地区整体空间变化范围最小(图1), 这可能主要受到这一区域地形的限制. 在部分年份, 东亚夏季风北界在中国东北地区(主要在115°E~120°E范围)出现了向东南方向伸的干舌, 使其在东北的波动幅度最大.

在1980~2015年间, 东亚夏季风北界在中国北方广大地区波动, 为更好地反映不同年份北界的波动幅度, 本文对100°E~105°E、105°E~110°E和110°E~115°E三个区域的纬度平均夏季风北界进行计算, 结果见图2所示. 在最西部的100°E~105°E区域, 夏季风北界位置整体偏南, 波动幅度最小(图2a), 而最东部的110°E~115°E区域夏季风北界最偏北, 变化幅度最大, 不同年份间变化幅度可达8个纬度(图2c). 三个区域的夏季风北界变化的共同特点是, 在2000年以前南北摆动幅度较大, 2000年以后气候变化幅度减小. 同时, 不同区域夏季风北界具有大体同步的变化趋势, 例如1997年夏季风北界明显都向南移动, 对应中国弱夏季风年份. 100°E~105°E(图2a)和105°E~110°E(图2b)、110°E~115°E(图2c)区域夏季风北界位置变化的相关系数分别为0.61和0.42, 105°E~110°E(图2b)和110°E~115°E(图2c)区域夏季风北界位置变化的相关系数为0.74, 都通过了99%的显著性检验, 说明了东亚夏季风北界在100°E~115°E范围内的变化趋势大致相同.

3.2 东亚夏季风气候北界指标与其他北界指标的对比

依据全球季风定义指标来确定的中国东亚夏季风区与实际存在较大出入. 其一, 依据全球季风概念确定的中国东南季风区中, 会出现中国东南一些区域不属于季风区, 依据是这些地区除了夏季以外其他月份降水量也很大, 夏季降水没有达到全年降水量的55%(Wang B等, 2014; 姜江等, 2015). 我们认为该结论是只重视指标的定义, 而忽略了气候的现实情况, 也与中国气候分区的实际情况不符. 事实上, 中国东南部, 土地覆被类型以耕地和稀疏林地为主(图1), 夏季受到来自南海的西南风的影响(图3), 属于较典型的东南季风区, 表明将全球季风定义简单应用到中国东亚季风区可能还存在许多问题, 在全球季风的框架下理解区域季风时需要考虑局地气候的影响. 其次, 直接

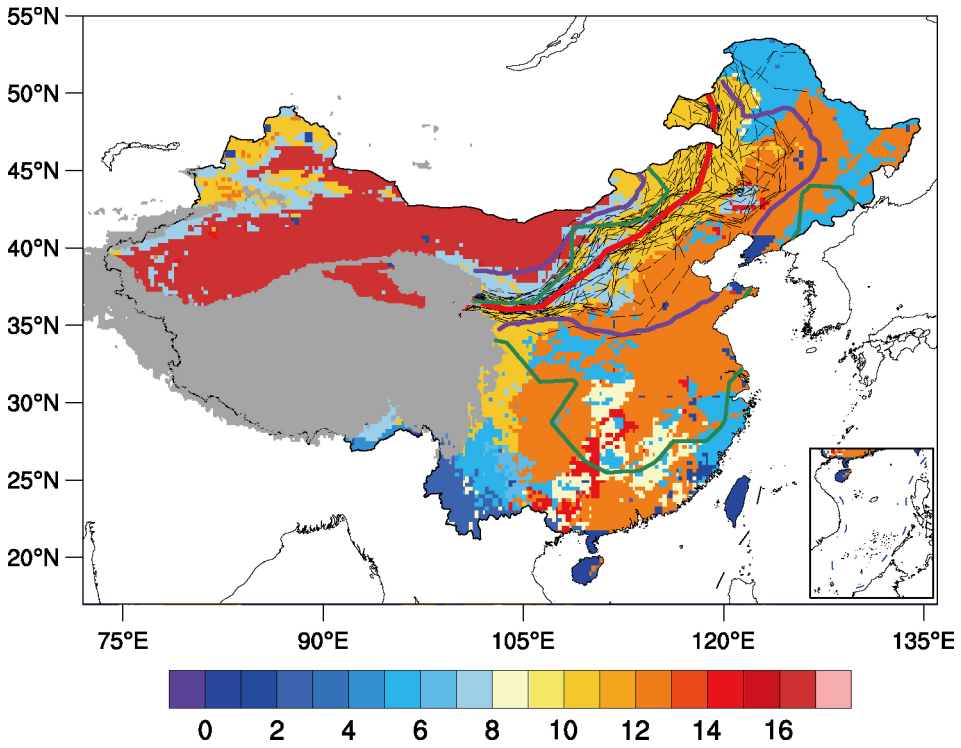

图 1　依据夏季(5~9月)2mm day^{-1}的气候北界指标给出的东亚夏季风北界位置变化图和依据全球季风指标给出1980~2015年的最北和最南的北界(绿色粗实线)的比较

黑色虚线为1980~2015年的逐年北界位置, 红色粗实线为气候态(1981~2010年)北界位置. 两条紫色粗实线为气候转换带的南北界线(据Wang等, 2017); 灰色区域为海拔超过3000m的地区, 彩色区为依据MODIS卫星资料反演的现代土地覆被类型. 0, 水体; 1, 常绿针叶林; 2, 常绿阔叶林; 3, 落叶针叶林; 4, 落叶阔叶林; 5, 混交林; 6, 郁闭灌木林; 7, 稀疏灌木林; 8, 稀疏林地; 9, 有林草地; 10, 草地; 11, 永久湿地; 12, 耕地; 13, 城市和建筑用地; 14, 耕地和自然植被的镶嵌体; 15, 冰、雪; 16, 裸地或稀疏植被; 17, 未分类

使用全球季风定义的东亚夏季风北界在一些极端年份的结果显示, 中国大部分地区都不属于季风区(图1中绿色粗实线), 比气候转换带的边界(图1中紫色粗实线)偏南, 这是因为中国受东亚冬季风影响的冬季降水增加, 如果仅从全球季风的角度来定义可能会导致东亚夏季风北界位置的偏南.

由于气候北界指标与使用日或者候分辨率降水资料关注东亚夏季风的爆发、推进和消退的定义侧重的角度不同(Qian和Lee, 2000; Wang和Lin, 2002; 江志红等, 2006; 胡豪然和钱维宏, 2007; Qian等, 2007, 2009), 为此, 将已有的北界指标与气候北界指标进行比较, 以验证本文基于月分辨率资料的定义能否准确地刻画出东亚夏季风北界的位置. 这些指标中, 应用较广的是Qian等(2007)将7天滑动平均的4mm day^{-1}降水定义为东亚夏季风北界. 可以看出, 该指标确定的东亚夏季风多年平均北界位置与我们指标确定的基本一致, 两者具有相近的特征, 大致呈东北-西南走向, 在110°E附近都有一个向北伸的脊, 对应着南风的转向(图3). 两者在一些区域也存在差异, 例如, Qian等(2007)定义的东亚夏季风北界位置在100ºE~105ºE的祁连山地区明显偏南, 而本文定义的北界位置, 不但在该区域与祁连山脉走势一致, 也更符合大气环流的实际情况. 事实上, 这一区域年内降水分布与属于典型夏季风区的中国中原地区一致, 降水季节主要在夏季. 由此可见, 尽管两种定义的侧重点不同, 但本文提出的气候北界指标却可以更准确地描绘东亚夏季风北界所在的位置. 此外, 我们也针对目前国际上普遍使用的GPCC和CRU两个数据集, 计算了东亚夏季风北界的位置, 结果与使用CMAP和GPCP数据集获得的结果基本一致, 说明基于不同数据集的结果并不会影响气候北界指标确定的东亚夏季风北界位置(图3).

进一步与不同的北界指标进行对比发现, 气候北

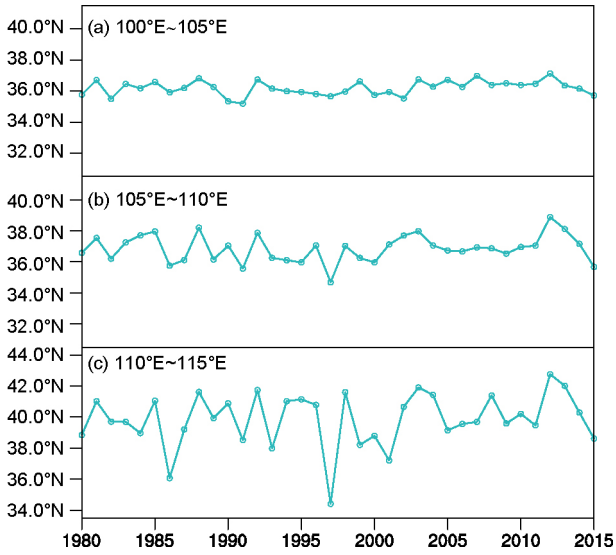

图 2　100°E~105°E(a)、105°E~110°E(b)和110°E~115°E(c)三个区域的平均夏季风北界纬度时间变化序列

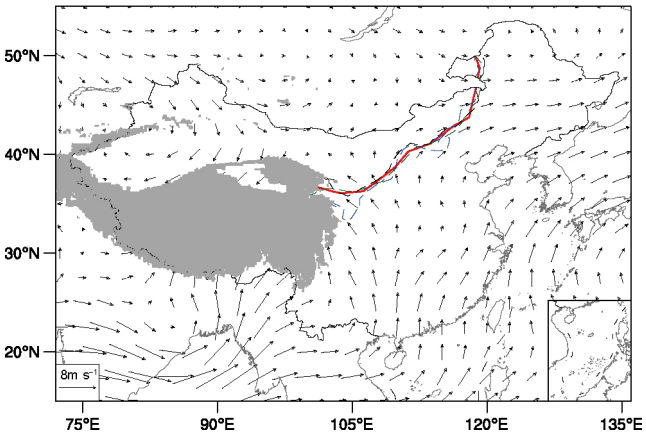

图 3　1988~2013年东亚夏季风北界位置和7~8月850hPa风场(矢量)图

红色实线、黑色和绿色虚线分别为使用CMAP和GPCP数据集算术平均值, 以及GPCC、CRU数据集, 根据本文指标计算获得的东亚夏季风北界位置; 蓝色虚线为使用GPCC数据集依据Qian等(2007)定义计算获得的东亚夏季风北界位置. 灰色区域为海拔超过3000m的地区

界指标所刻画的多年平均北界位置在中国北部和西北地区与现有的大部分研究结果差异都不大(Qian和Lee, 2000; 江志红等, 2006; Tang等, 2010; 李栋梁等, 2013), 在中国东北北部南北走向的北界位置与江志红等(2006)和李栋梁等(2013)的结果相似, 但是与Qian和Lee(2000)和Tang等(2010)的结果不同, 他们认为在东北北部的北界位置是东北-西南走向, 与该地区大兴安岭的东北-西南分布一致. 由于海拔1000~1400m的大兴安岭只能阻挡部分水汽的向北输送, 并且大兴安岭北部的植被类型是对降水量需求较高的混交林(图1), 另外, 根据东亚夏季风降水随季节向北推进的特征, 可以很清楚的看到东亚夏季风降水能到达大兴安岭地区(江志红等, 2006; Qian等, 2009), 因此, 我们认为多年平均的东亚夏季风北界位置在中国东北北部的南北走向更为合理, 本文定义的东亚夏季风北界的气候北界指标是可靠的. 而长时间尺度的古气候研究所引用的现代东亚夏季风北界位置在东北地区基本以东北-西南走向为主(Chen等, 2008, 2010), 由此可见, 本文基于月分辨率资料的东亚夏季风气候北界指标可以为古气候研究提供可靠的现代北界位置参考.

3.3　东亚夏季风北界与中国气候-生态-地理分区的比较

东亚夏季风北界的位置主要受偏南风的夏季风环流的控制. 为此, 将夏季风最强时(7~8月)的风场分布特征与北界位置进行对比(图3), 以验证本文定义的东亚夏季风北界位置的合理性. 结果显示, 来自印度洋和太平洋的偏南风可以到达中国北方地区, 并在110°E附近转向成东南风和西南风分别向西北和东北地区输送, 东南风由于受到青藏高原和西风的阻挡, 不能继续往西北地区深入, 而西南风在东北地区与西风交汇, 并在东北北部地区形成了一个气旋. 东亚夏季风北界主要位于偏南风转向形成的东南和西南风附近, 南风向东北地区的转向正好对应着北界在110°E附近向北伸的脊, 而东北北部地区的气旋辐合使得西南风携带的水汽更多的留在了该地区, 从而使北界位于其西侧. 总体来看, 依据本文东亚夏季风的气候北界指标确定的东亚夏季风北界与大气环流空间变化一致.

中国现代土地覆被类型分布的结果显示, 内蒙古地区土地覆被类型主要以草地和稀疏灌木林为主, 东北地区以耕地和混交林为主, 而西北地区则以裸地为主(图1). 气候态东亚夏季风北界基本与草地和稀疏灌木林之间界线一致, 位于从农耕向畜牧业转换的农牧交错带(赵艳霞和裘国旺, 2001; 闫冠华等, 2008), 年际变化北界主要位于草地和稀疏灌木林区域内. 年际东亚夏季风北界没有出现在以裸地为主的西北干旱区(Feng和Fu, 2013)和植被茂盛的夏季风核心区(Wang和

Lin, 2002). 土地覆被类型主要受气候条件影响, 东亚夏季风北界的波动范围与现代土地覆被类型的空间分布格局存在很好的对应关系, 说明本文提出的东亚夏季风的气候北界指标所指示出的波动范围可以反映出气候对土地覆被类型的影响, 从而验证了该东亚夏季风北界指标的可靠性. 通过Feng和Fu(2013)研究发现, 在全球变暖背景下, 东亚夏季风北界的波动范围与中国半干旱和半湿润区的空间分布格局基本一致(图1, 两条紫色粗实线之间的区域). 北界的波动范围基本都位于半干旱和半湿润区, 这个地区也被称为“气候转换带”(Wang等, 2017), 北界位置的空间波动可能是造成该地区气候不稳定的重要因素. 东亚夏季风北界的空间波动范围与气候转换带具有大体一致的空间分布, 也说明了东亚夏季风气候北界指标的可靠性.

随着经济的发展和对资源的不断消耗, 人类对植被的破坏和改造也日益加剧, 使得现代土地覆被类型成为了自然和人类活动共同作用的结果. 为了进一步验证气候北界指标作为东亚夏季风北界指标的可靠性, 本文选取潜在自然植被类型数据集, 以剔除人为作用的影响, 将其与东亚夏季风北界的波动范围以及气候转换带进行比较. 结果发现, 东亚夏季风的年际空间波动主要位于潜在自然植被从森林向郁闭灌木林转换的过渡带(图4), 代表着自然条件下植被的过渡带, 其生态环境脆弱, 对气候变化响应十分敏感, 是气候变化敏感带(Fu, 1992). 植被带和东亚夏季风北界波动两者之间存在更好的对应关系, 东北地区未被改造成耕地的有林草地和草地的分布与东亚夏季风北界干舌的位置更加一致(图4), 也与气候转换带的南界(图4中紫色粗实线)位置相吻合. 它们之间具有非常一致的对应关系, 进一步证明了东亚夏季风的气候北界指标具有明确的生态气候带意义. 综上所述, 无论是从气候还是生态的角度来看, 本文定义的东亚夏季风的气候北界指标, 都能够准确地指示出东亚夏季风北界位置及其波动范围, 具有明确的气候-生态-地理界限意义.

3.4 东亚夏季风北界变化机制探讨

上文的研究发现东亚夏季风北界具有一致的变化规律, 为了更好地理解其变化规律的物理机制, 依据图2, 在三个经度中挑选两个及以上的值超过0.75个标准差的年份分别代表东亚夏季风北界位置偏北和偏南年份: 偏北年有1988、1992、2003、2012和2013年, 偏南年有1982、1986、1991、1997、2000和2015年. 之后分别对偏北和偏南年的7~8月850hPa风场进行合成分析. 由图5a和c可知, 中国东北北部地区气旋在东亚夏季风北界偏北年比偏南年的位置偏北, 说明偏北年的夏季风可以输送到比偏南年更北的地区. 然而, 夏季风和西风在东北地区交汇并形成气旋使划分西风和夏季风影响区的界限产生困难, 前人的研究也发现了这一问题(Qian等, 2009). 此外, 夏季风强度反映的是主体的特征, 而北界位置反映的是边缘部分的特征, 尽管北界位置偏北时夏季风可以往更北的地区输送水汽(图5a和b), 但夏季风强度的变化并不能反映其北界位置的变化(吴长刚等, 2005; 胡豪然和钱维宏, 2007), 而中国北方夏季风降水量与北界位置间的关系却是比较清楚的: 偏北年份, 中国东部的异常反气旋环流有助于夏季风暖湿空气向北方地区输送, 使中国北方和东北地区降水增加(图5b); 偏南年份, 暖湿空气输送减少, 使得该地区降水减少(图5d).

由以上分析发现, 夏季风和西风在东北地区的关系极其复杂. 图5b和d也表明, 当北界位置偏北时, 除了夏季风增强以外, 西风也同时增强, 而北界位置偏南时, 西风没有明显的变化. 夏季风和西风同时增强使得位于中国东北地区的气旋北移(图5), 但是当北界

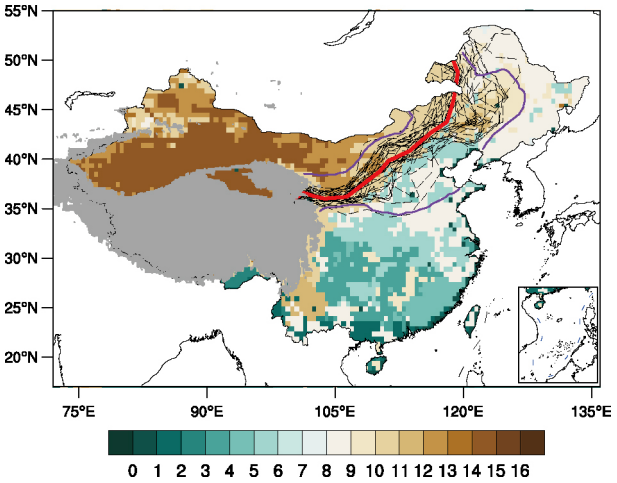

图 4　中国潜在自然植被类型分布图

0, 水体; 1, 热带常绿阔叶林; 2, 热带落叶林; 3, 亚热带常绿阔叶林; 4, 温带常绿针叶林; 5, 温带落叶林; 6, 北方常绿森林; 7, 北方落叶林; 8, 混交林; 9, 有林草地; 10, 草地/草原; 11, 郁闭灌木林; 12, 稀疏灌木林; 13, 冻原; 14, 沙漠; 15, 极地沙漠/岩石/冰; 16, 无数据. 其他信息与图1一致

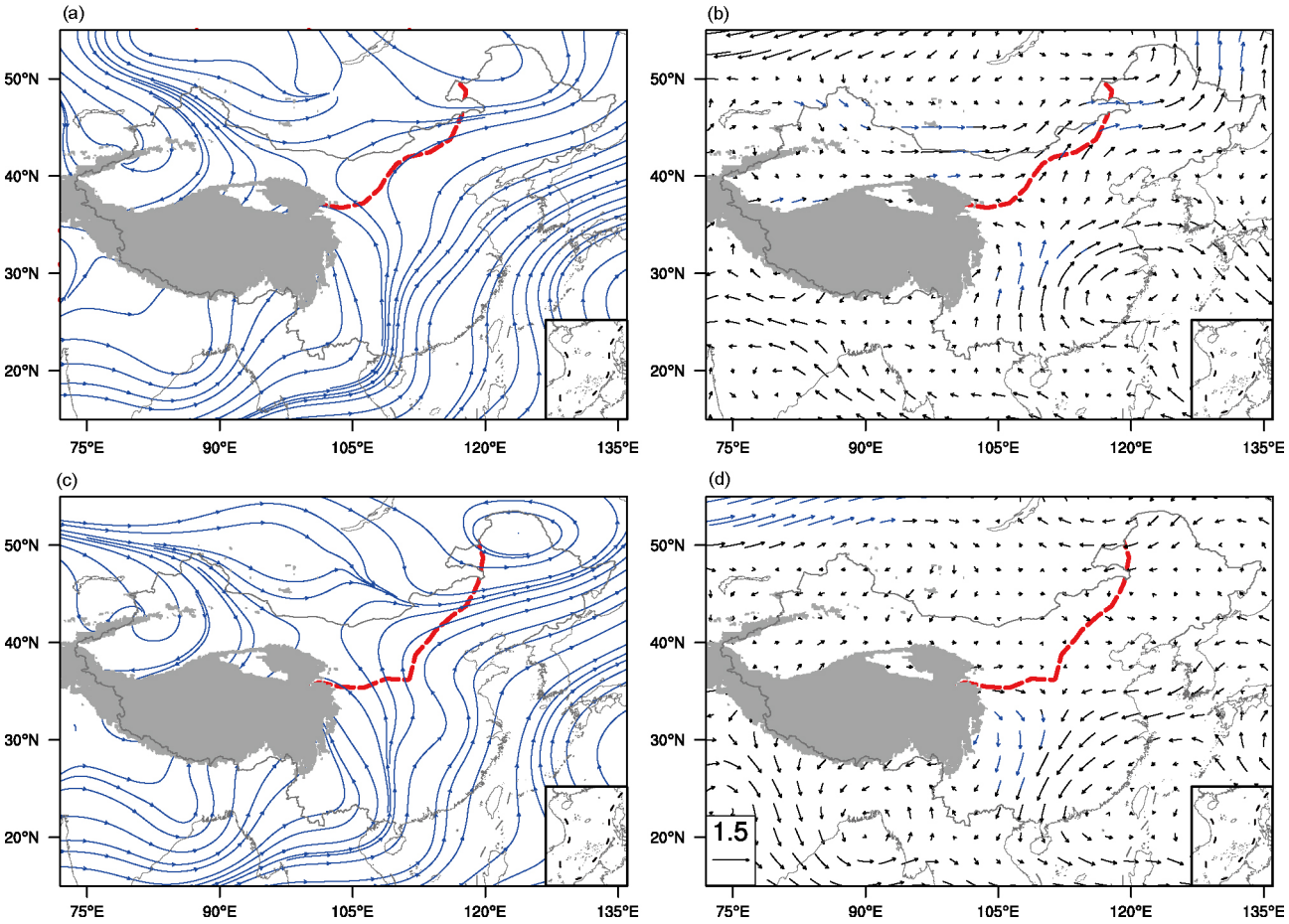

图 5　东亚夏季风北界偏北年份(a)和偏南年份(c)7~8月850hPa风场, 以及偏北年份(b)和偏南年份(d)分别减去1980~2015年850hPa风场平均值的合成分析

蓝色矢量表示通过了90%的显著性检验. 红色虚线代表东亚夏季风北界的位置

位置偏北时, 西风为何会增强? 它们之间的联系是什么? 相应的物理机制是怎样的? 西风和夏季风同时增强的情况是否也存在于过去和未来? 不同的时间尺度是否有差异? 这些问题都值得今后进一步研究.

4　结论与展望

为了开展长时间尺度东亚夏季风及其北界的时空变化研究, 本文参照全球季风的概念, 首先定义了新的东亚夏季风北界指标, 称为气候北界指标以区别于现有的指标, 然后讨论了依据此北界指标定义的中国夏季风北界的年际时空变化, 研究了夏季风年际空间波动与气候、大气环流、土地覆被、潜在自然植被等的关系, 探讨了东亚就夏季风北界变化的可能影响机制, 获得以下结论:

(1) 将夏季(5~9月)2mm day^{-1}等降水线(300mm降水量线)作为东亚夏季风指标能够合理地刻画中国东亚夏季风的北界, 并很好地反映夏季风环流的风场突变位置, 该指标与基于日分辨率资料所定义的东亚夏季风北界位置一致, 应当作为具有气候意义的东亚夏季风北界的新指标.

(2) 气候态东亚夏季风北界在中国西北和东北地区从西到东位于祁连山东段-贺兰山南麓-大青山-大兴安岭西侧, 整体呈东北-西南走向. 其年际空间波动范围覆盖了甘肃中部、宁夏北部、内蒙古中东部地区以及东北地区, 以气候态北界为中心在200~700km范围内波动, 并且空间波动幅度从西到东逐渐增大; 其年际波动从西到东波动幅度具有逐步增大趋势, 但不同区域南北的波动趋势大体一致.

(3) 依据本文提出的东亚夏季风的北界指标刻画的东亚夏季风年际空间波动范围基本位于现代土地覆被类型中的草地和稀疏灌木林范围内, 也位于气候转换带和气候敏感带范围内, 也在不受人类活动影响的有林草地和草地两种潜在自然植被类型范围内变动. 气候态东亚夏季风北界基本与现代土地覆被类型中的草地和稀疏灌木林之间界线一致, 位于中国半干旱气候类型内, 也与主要山脉走向一致. 因此, 东亚夏季风气候北界具有较明确的气候-生态-地理界线意义.

(4) 东亚夏季风北界位置偏北时, 夏季风通常偏强, 使得暖湿空气向北方地区的输送增加, 与此同时, 西风增强, 两者共同作用使东北地区的气旋北移; 北界位置偏南时, 夏季风的减弱使得暖湿空气向北的输送减少.

可以注意到, 气候变化与生态系统之间存在的互馈作用, 使得东亚夏季风北界和土地覆被类型分布之间可以进行相互验证, 本文使用了土地覆被类型对东亚夏季风的气候北界指标进行了验证, 与此同时, 也可以使用准确的东亚夏季风北界的波动范围为土地覆被类型的分布提供佐证. 近几十年已经有准确的土地覆被资料, 但是对于长时间尺度的古生态和未来排放情景下的研究, 很难获得可靠的植被数据, 将不同时间尺度上东亚夏季风北界的变化与陆地植被生态系统的研究相结合, 可以为长时间尺度生态系统研究提供有价值的参考, 但是相关工作仍需进一步开展.

致谢 感谢两位匿名审稿人提出的建设性修改意见.

参考文献

陈隽, 孙淑清. 1999. 东亚冬季风异常与全球大气环流变化. 大气科学, 23: 101–110

顾雷, 魏科, 黄荣辉. 2008. 2008年1月我国严重低温雨雪冰冻灾害与东亚季风系统异常的关系. 气候与环境研究, 13: 405–418

郭其蕴. 1994. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系. 应用气象学报, 5: 218–225

胡豪然, 钱维宏. 2007. 东亚夏季风北边缘的确认. 自然科学进展, 17: 57–65

江志红, 何金海, 李建平, 杨金虎, 王冀. 2006. 东亚夏季风推进过程的气候特征及其年代际变化. 地理学报, 61: 675–686

姜江, 姜大膀, 林一骅. 2015. 1961~2009年中国季风区范围和季风降水变化. 大气科学, 39: 722–730

李栋梁, 邵鹏程, 王慧. 2013. 1951~2009年东亚副热带夏季风北边缘位置的地域特征. 中国沙漠, 33: 1511–1519

史正涛. 1996. 中国季风边缘带自然灾害的区域特征. 干旱区资源与环境, 10: 1–7

汪品先. 2009. 全球季风的地质演变. 科学通报, 54: 535–556

王安宇, 吴池胜, 林文实, 杨艳, 冯瑞权, 古志明, 梁嘉静. 1999. 关于我国东部夏季风进退的定义. 高原气象, 18: 400–408

吴长刚, 刘鸿升, 谢安. 2005. 夏季风北推和强度对我国北方夏季降水影响的年代际特征. 高原气象, 24: 656–665

徐袁, 钱维宏. 2003. 东亚季风边缘活动带研究综述. 地理学报, 58: 1–9

闫冠华, 李巧萍, 吕冬红. 2008. 中国北方农牧交错带气候变化特征及未来趋势. 南京气象学院学报, 31: 671–678

赵艳霞, 裘国旺. 2001. 气候变化对北方农牧交错带的可能影响. 气象, 27: 3–7

Chen F H, Yu Z H, Yang M L, Ito E, Wang S M, Madsen D B, Huang X Z, Zhao Y, Sato T, Birks H J B, Bommer I, Chen J H, An C B, Wünnemann B. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. Quat Sci Rev, 27: 351–364

Chen F H, Chen J H, Holmes J, Boomer I, Austin P, Gates J B, Wang N L, Brooks S J, Zhang J W. 2010. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region. Quat Sci Rev, 29: 1055–1068

Feng S, Fu Q. 2013. Expansion of global drylands under a warming climate. Atmos Chem Phys, 13: 10081–10094

Friedl M A, Strahler A H, Hodges J. 2010. ISLSCP II MODIS (Collection 4) IGBP Land Cover, 2000–2001. In: Forest G, Collatz G, Meeson B, Los S, Brown de Colstoun E, Landis D, eds. ISLSCP Initiative II Collection. Oak Ridge: Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center

Fu C B. 1992. Transitional climate zones and biome boundaries: A case study from China. In: Hansen A J, Castri F D, eds. Landscape Boundaries. New York: Springer-Verlag. 394–402

Fu C B. 2003. Potential impacts of human-induced land cover change on East Asia monsoon. Glob Planet Change, 37: 219–229

Harris I, Jones P D, Osborn T J, Lister D H. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—The CRU TS3.10 Dataset. Int J Climatol, 34: 623–642

Hsu P, Li T, Wang B. 2011. Trends in global monsoon area and precipitation over the past 30 years. Geophys Res Lett, 38: L08701

Huang R H, Zhou L T, Chen W. 2003. The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asian Monsoon and their causes. Adv Atmos Sci, 20: 55–69

Huffman G J, Adler R F, Bolvin D T, Gu G. 2009. Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1. Geophys Res Lett, 36:

L17808

Jiang D B, Tian Z P, Lang X M. 2015a. Mid-Holocene global monsoon area and precipitation from PMIP simulations. Clim Dyn, 44: 2493–2512

Jiang D B, Tian Z P, Lang X M, Kageyama M, Ramstein G. 2015b. The concept of global monsoon applied to the last glacial maximum: A multi-model analysis. Quat Sci Rev, 126: 126–139

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo K C, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 77: 437–471

Lin R P, Zhou T J, Qian Y. 2014. Evaluation of global monsoon precipitation changes based on five reanalysis datasets. J Clim, 27: 1271–1289

Liu J, Wang B, Ding Q H, Kuang X Y, Soon W, Zorita E. 2009. Centennial variations of the global monsoon precipitation in the last millennium: Results from ECHO-G model. J Clim, 22: 2356–2371

Liu J, Wang B, Yim S Y, Lee J Y, Jhun J G, Ha K J. 2012. What drives the global summer monsoon over the past millennium? Clim Dyn, 39: 1063–1072

Qian W H, Lee D K. 2000. Seasonal march of Asian summer monsoon. Int J Climatol, 20: 1371–1386

Qian W H, Lin X, Zhu Y F, Xu Y, Fu J L. 2007. Climatic regime shift and decadal anomalous events in China. Clim Change, 84: 167–189

Qian W H, Ding T, Hu H R, Lin X, Qin A M. 2009. An overview of dry-wet climate variability among monsoon-westerly regions and the monsoon northernmost marginal active zone in China. Adv Atmos Sci, 26: 630–641

Ramage C S. 1971. Monsoon Meteorology. New York: Academic Press. 1–296

Ramankutty N, Foley J A. 2010. ISLSCP II Potential Natural Vegetation Cover. In: Forest G, Collatz G, Meeson B, Los S, Brown de Colstoun E, Landis D, eds. ISLSCP Initiative II Collection. Oak Ridge: Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center

Schamm K, Ziese M, Raykova K, Becker A, Finger P, Meyer-Christoffer A, Schneider, U. 2015. GPCC Full Data Daily Version 1.0 at 1.0°: Daily Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges Built on GTS-based and Historic Data

Sun J Q, Wang H J, Yuan W, Chen H P. 2010. Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change. J Geophys Res, 115: D16110

Tang X, Chen B D, Liang P, Qian W H. 2010. Definition and features of the north edge of the East Asian summer monsoon. Acta Meteorol Sin, 24: 43–49

Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. J Clim, 13: 3969–3993

Wang B, Lin B. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. J Clim, 15: 386–398

Wang B, Ding Q. 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. Geophys Res Lett, 33: L06711

Wang B, Ding Q. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. Dyn Atmos Oceans, 44: 165–183

Wang B, Liu J, Kim H J, Webster P J, Yim S Y. 2012. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008). Clim Dyn, 39: 1123–1135

Wang B, Yim S Y, Lee J Y, Liu J, Ha K J. 2014. Future change of Asian-Australian monsoon under RCP 4.5 anthropogenic warming scenario. Clim Dyn, 42: 83–100

Wang H, Yu E, Yang S. 2011. An exceptionally heavy snowfall in Northeast china: Large-scale circulation anomalies and hindcast of the NCAR WRF model. Meteorol Atmos Phys, 113: 11–25

Wang L, Chen W, Huang G, Zeng G. 2017. Changes of the transitional climate zone in East Asia: Past and future. Clim Dyn, 49: 1463–1477

Wang P X, Wang B, Cheng H, Fasullo J, Guo Z T, Kiefer T, Liu Z Y. 2014. The global monsoon across timescales: Coherent variability of regional monsoons. Clim Past, 10: 2007–2052

Webster P J. 1987. Monsoon. In: Wiley J, ed. The Elementary Monsoon. New York: Academic Press. 3–32

Wen M, Yang S, Kumar A, Zhang P Q. 2009. An analysis of the large-scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008. Mon Weather Rev, 137: 1111–1131

Winkler M G, Wang P K, 1993. The late Quaternary vegetation and climate of China. In: Wright H E, Kutzbach J E, Webb T, Rudiman W F, Street-Perrott F A, Bartlein P J, eds. Global Climates Since the Last Glacial Maximum. Minneapolis: University of Minnesota Press. 221–261

Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull Amer Meteorol Soc, 78: 2539–2558

Zhou T J, Zhang L X, Li H M. 2008a. Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century. Geophys Res Lett, 35: L16707

Zhou T J, Yu R C, Li H G, Wang B. 2008b. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century. J Clim, 21: 3833–3852