黄清瀚, 陈海山, 华文剑. 2018. 近 30 年来中国干旱生态区增暖放大现象及其与植被覆盖的联系 [J]. 气候与环境研究, 23 (1): 72−82. Huang Qinghan, Chen Haishan, Hua Wenjian. 2018. Stronger warming amplification over arid ecoregions and its relationship to vegetation cover in China since 1982 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (1): 72−82, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16216.

近 30 年来中国干旱生态区增暖放大现象及其与植被覆盖的联系

黄清瀚　陈海山　华文剑

南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心，南京 210044

摘　要　利用归一化植被指数（Normalized Difference Vegetation Index，NDVI）将中国划分为不同的生态区，在此基础上分析夏季植被状况与不同生态区增暖之间的联系。研究表明，就多年平均而言，中国植被覆盖呈现自东向西逐渐减少的空间分布。1982 年以来，植被稀疏的干旱生态区是夏季增暖最明显的区域，平均气温和平均最高气温增速大都位于 0.6～1.0 °C/10 a，而平均最低气温的升高达到 0.8～1.4 °C/10 a，明显高于中国其他区域。进一步分析发现，夏季气温的变化与其所处地区的植被疏密程度之间存在很好的负相关关系，即快速增暖主要发生在植被稀疏区，且这种负相关关系在夏季平均最低气温上最为显著。不同植被覆盖区中气温的长期变化趋势，受 NDVI 变化带来的地表反照率和云量变化的影响，但各生态区不尽相同，主要表现在：植被稀疏的干旱生态区，植被减少，引起地表反照率增加，感热输送增加而潜热输送减小，加速了该地区整体的增温速率；而在植被茂密地区，植被增加造成地表反照率减少，同时由于蒸发冷却，其整体增暖幅度缓于植被稀疏区。所以，植被活动对全球变暖背景下的区域气候变化具有重要作用，尤其表现在干旱生态区的陆面过程上，地表辐射平衡和能量收支的显著改变放大了干旱生态区的增暖速率。

关键词　夏季气温　归一化植被指数（NDVI）　变暖趋势　干旱生态区

文章编号　1006-9585（2018）01-0072-11　　**中图分类号**　P461^{+}.7　　**文献标识码**　A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16216

Stronger Warming Amplification over Arid Ecoregions and Its Relationship to Vegetation Cover in China since 1982

HUANG Qinghan, CHEN Haishan, and HUA Wenjian

Key Laboratory of Meteorological Disaster, *Ministry of Education/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044

Abstract　To analyze vegetation variability and its relationship with summer air temperature variability in China, this study classifies various ecoregions based on the climatological Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) values. Results show that there is a decreasing spatial distribution of vegetation from east to west in China. Arid ecoregions are the most obvious areas for summer warming since 1982. The warming rates over arid ecoregions for summer mean air temperature and mean maximum air temperature are 0.6−1.0 °C/10 a and that for summer mean minimum air temperature

收稿日期　2016-12-09；**网络预出版日期**　2017-06-22

作者简介　黄清瀚，男，1991 年出生，硕士研究生，主要从事陆面过程与短期气候预测研究。E-mail: qinghan.huang@gmail.com

通讯作者　陈海山，E-mail: haishan@nuist.edu.cn

资助项目　国家自然科学基金项目 41475083、41625019，江苏省自然科学基金项目 BK20160948，江苏省高校自然科学研究面上项目 16KJB170007

Funded by　National Natural Science Foundation of China (Grants 41475083, 41625019), Natural Science Foundation of Jiangsu Province (Grant BK20160948), Natural Science Foundation for Higher Education Institutions in Jiangsu Province (Grant 16KJB170007)

is 0.8−1.4 ℃/10 a. Furthermore, summer air temperature variations have a significant negative correlation with vegetation conditions since 1982. In other words, the lower the vegetation greenness is, the stronger the warming trend is. It is worth noting that the negative correlation is most significant between mean minimum air temperature and vegetation conditions. In each ecoregion, the long-term trend of temperature is largely affected by changes in albedo and clouds. In the sparse vegetation regions, the increased albedo leads to a decrease in latent heat transport and increases the sensible heat flux, which intensifies the warming trend. In the dense vegetation regions, the decline in albedo leads to increases in evaporative cooling, which slows the rate of increase in the air temperature. Overall, vegetation activities play an important role in regional climate change, especially over the arid regions, where significant changes in surface radiation balance and energy flux amplify the rate of warming.

Keywords Summer air temperature, Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), Warming trends, Arid ecoregions

1 引言

IPCC 第五次评估报告指出（IPCC，2013），1880 年以来全球平均表面温度上升了 0.85 °C（0.65～1.06 °C），而且最近 3 个 10 年的地表已连续偏暖于 1850 年以来的任何 1 个 10 年。在北半球，1983～2012 年可能是过去 1400 年中最暖的 30 年。对于除极区以外的陆地，不同地区的增暖速率与其所处的生态环境，尤其是陆地植被覆盖状况有密切的联系。

植被对于气候具有重要的反馈作用（Wendler and Eaton，1983），可以通过生物地球物理和生物地球化学过程，改变地表反照率、蒸散发、地表通量以及水循环等（Zeng et al.，1996；陈海山等，2006；Li et al.，2011；Shen et al.，2015），进而通过辐射作用和改变水分平衡间接影响气候，对区域气候变化乃至全球气候产生重要影响（Hua and Chen，2013；Teuling et al.，2013；Hua et al.，2015a，2015b；Chen et al.，2016）。

对于不同区域的植被下垫面，其对气候因子的反馈作用亦不尽相同。在全球尺度下，大范围强烈增暖发生在植被稀少地区，且增暖速率与植被覆盖度之间的负相关关系十分显著（Zhou et al.，2015）。Zhou et al.（2007，2009，2010）指出，干旱地区夜间温度的增速和气温日较差的减少速率明显快于湿润地区。植被增加幅度大的地区，变暖速率较慢；而在植被增加幅度较小以及植被退化地区，则变暖剧烈（Jeong et al.，2009）。就区域尺度而言，Lim et al.（2005）发现，荒漠地区增暖幅度明显高于其他类型的陆地。Cook and Vizy（2015）发现，撒哈拉地区近 34 年来的增暖显著快于整个赤道地区。类似地，冉津江等（2014）认为我国干旱半干旱地区的增温幅度高于湿润地区。虽然植被对气候变化存在显著的反馈关系，但在不同时空尺度上，植被覆盖变化与区域气候之间的联系非常复杂，并且与气候背景场紧密联系（Nicholson et al.，1998；李巧萍和丁一汇，2004；Betts et al.，2007；Deng et al.，2013；华文剑和陈海山，2013；华文剑等，2014；Hua et al.，2017）。不同的气候背景下，气候因子对植被变化的敏感性差异很大，甚至可能相反（华文剑和陈海山，2013）。

中国国土面积广大，南北延伸从热带到寒温带，东西跨度从沿海到内陆，下垫面状况多样，植被类型繁多。同时，中国中东部地处东亚季风区，但西部则属于温带大陆性气候和高寒气候，因而陆气相互作用和陆面过程十分复杂。以往研究中多以植被指数 NDVI（Normalized Difference Vegetation Index）、LAI（Leaf Area Index）、EVI（Enhanced Vegetation Index）等，研究植被活动与温度之间的关系，但是少有工作从植被类型着手，分析其与气候变化之间的联系。最近，Zhou et al.（2015）利用植被指数定义不同的生态区，研究中低纬度植被与温度之间的联系，发现在全球变暖背景下，植被稀疏的干旱生态区对气温增加具有放大作用。基于以上思考，本文利用该方法，探讨中国区域夏季近 30 年来不同生态区的变化特征，分析温度与植被活动之间的联系及其可能物理过程。

2 资料和方法

2.1 植被与土地覆盖数据

本文采用的归一化植被指数（NDVI）数据是基于 GIMMS（Global Inventory Modelling and Mapping Studies）遥感产品获取的（Tucker et al.，2005；Beck et al.，2011），它是目前世界上使用最为广泛和时间尺度较长的植被数据。该数据来源于美国国家航空航天局（National Aeronautics and Space Administration，NASA）的一系列卫星所搭载

的 AVHRR（Advanced Very High Resolution Radiometers）传感器，该数据从 1981 年 7 月开始，空间分辨率为 8 km。NDVI 的月平均数据采用最大值合成方法（Max Value Composite，MVC）得到（Holben，1986），MVC 方法很大程度上去除了云对 NDVI 的影响，也在一定程度上减少了水汽吸收的影响，因为水汽的吸收作用会导致 NDVI 低于真值，GIMMS 数据已广泛用于表征植被活动、物候特征等（Pettorelli et al.，2005）。

土地覆盖类型数据来源于 MODIS（MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer）的土地覆盖和植被覆盖百分率数据产品（MOD12C1）（Friedl et al.，2002），该产品的时间长度为 2001～2012 年，空间分辨率为 0.05°（纬度）×0.05°（经度）。该产品利用 Terra 卫星和 MODIS 观测数据，整合得到了年平均的土地覆盖类型属性，包括 11 个自然植被类型、3 个人为和自然植被混合类型以及 3 个非植被类型。

2.2 气候数据

气温数据来源于国家气象信息中心提供的中国国家级地面气象站基本气象要素日值数据集（V3.0），该数据集收录了中国地区 2479 个国家级地面站的日值数据。研究选取了在 1982～2012 年时间段内无缺测值的 2301 个台站作为研究对象，选取的变量包括日平均气温、日最高气温、日最低气温以及 24 h 降水量。

云量数据来源于英国东安格利亚大学气候研究中心（Climatic Research Unit，CRU）月平均地表气候要素数据集 v3.22（University of East Anglia Climatic Research Unit et al.，2008），该数据集合了全球范围内超过 4000 个地面观测站作为数据源，空间分辨率为 0.5°（纬度）×0.5°（经度），时间跨度为 1901～2014 年。

地表反照率数据来源于全球陆表卫星产品数据集（Global LAnd Surface Satellite，GLASS v1.0），该数据集利用 AVHRR、MODIS、GOES（Geostationary Operational Environmental Satellite）等多个卫星传感器的原始数据作为数据源，空间分辨率为 0.05°（纬度）×0.05°（经度），时间分辨率为 8 d，时间始于 1981 年 7 月（Liu et al.，2013a，2013b；Qu et al.，2014）。

2.3 研究方法

考虑到资料时间尺度的统一性，研究时段选取为 1982～2012 年。为了方便比较和分析，把所有数据统一进行插值，对站点资料计算区域平均处理，将其空间分辨率统一为 1.0°（纬度）×1.0°（经度）。本文采用了趋势分析、相关分析等统计方法，显著性检验方法均采用 *t* 检验。本文所定义的夏季是指 6～8 月。

由于分辨率极高（即过细的网格分布）的数据，在较大空间尺度、较长时间尺度的气候研究中存在很多的噪音，对于气候研究而言不适合（Zhou et al.，2007，2015）。本研究根据 1982～2012 年夏季（6～8 月）平均 NDVI 值的大小，从小到大将中国范围内无缺测的 649 个格点划分到 6 种不同的生态区域中（表 1，图 1a），即认为 NDVI 值最小（NDVI≤0.15）的生态区植被最为稀疏，而后随着 NDVI 值的增加，植被逐渐茂盛，而 NDVI 值最大（NDVI≥0.75）的生态区被认为是植被最茂密的地区。在此基础上，探讨较大空间尺度下植被与气温的长期变化状况及二者之间联系的区域特征。

表 1 不同生态区的划分标准

Table 1 Classification of different ecoregions

生态区标号	NDVI 范围
1	NDVI≤0.15
2	0.15＜NDVI≤0.30
3	0.30＜NDVI≤0.45
4	0.45＜NDVI≤0.60
5	0.60＜NDVI≤0.75
6	NDVI＞0.75

注：生态区标号 1～6 表示植被从稀疏植被到茂盛植被的分级。

3 结果分析

3.1 夏季植被覆盖变化特征

从生态区的空间分布来看（图 1a），中国区域的植被覆盖度呈现出自东向西逐渐减少的特征。中东部大部地区夏季 NDVI 值在 0.4 以上，华中和东北的部分地区达 0.8 以上，而内蒙古中部至西北地区，以及青藏高原中西部则植被覆盖普遍较为稀疏，大部地区 NDVI 值在 0.3 以下。

此外，利用土地覆盖类型资料，分析中国范围内不同地区的主要土地覆盖类型，并在原有数据集的分类基础上，合并不同类型的林地（包括常绿阔叶林、常绿针叶林、落叶阔叶林、落叶针叶林和混交林）、不同类型的草原（包括温带草原和一般性草地），得到中国地区土地覆盖类型的空间分布（图

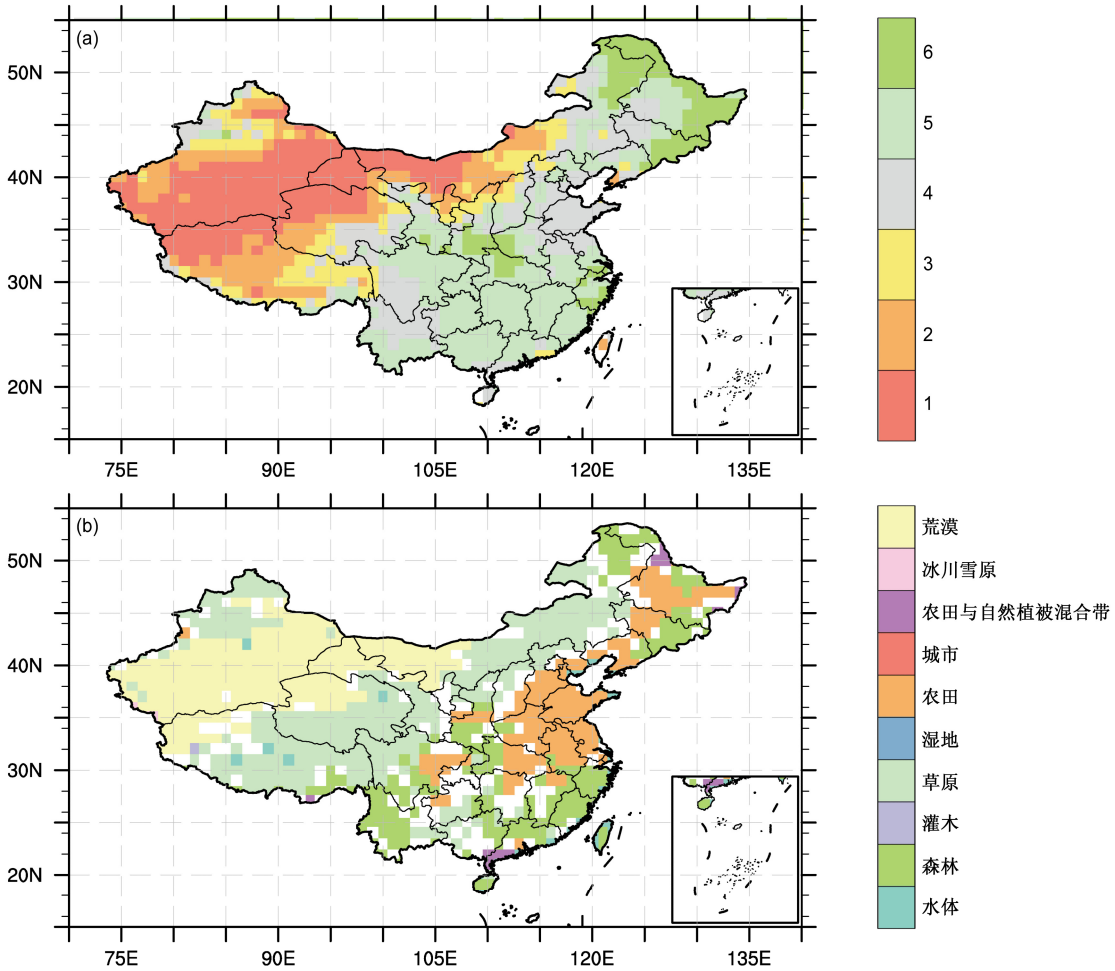

图 1　中国地区夏季植被覆盖气候态的空间分布：（a）依照 NDVI 指数值划分的 6 种生态区（生态区标号见表 1）；（b）依照土地覆盖类型划分的 10 种区域

Fig. 1　Spatial patterns of climatological summer vegetation in China: (a) Classification map of the six ecoregions defined based on NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) for the period 1982−2012 (same as Table 1); (b) classification map of the ten regions defined based on land cover type for period 2000−2012

1b）。中东部地区以农田、森林为主，部分地区为草地或农田与自然植被混交，同样反映出中东部地区主要被较为茂密的植被所覆盖；而西部地区则主要分布着大范围的荒漠、草原，植被相对比较稀疏。

图 2 给出了 1982～2012 年中国夏季气温和植被覆盖的变化趋势。除极个别地区外，整个中国区域为一致性的增暖趋势（图 2a、2b、2c），这与近几十年来的全球变暖趋势相一致。其中自内蒙古、陕西经河西走廊至青海、新疆东南部及青藏高原北部等地区，这 31 年间的增暖幅度高于全国其他大部地区。在夏季平均最低气温上，这些地区的增暖速率大都位于 0.8～1.4 °C/10 a，而全国其他大部地区则为 0.6 °C/10 a 以下；在夏季平均气温和平均最高气温上，这种空间分布特征更加明显，全国大部地区为 0.4 °C/10 a 以下，华南部分地区甚至存在较弱的降温趋势，而这些干旱生态区均处于 0.6～1.0 °C/10 a。可以注意到，这些增暖速率较快的地区大都为植被覆盖较为稀疏的地区，以荒漠、草原等植被类型为主；同时，南疆等地区近 30 年还发生了较为明显的植被退化（图 2d）。沿长江一线也存在一个增暖较为迅速的带状区域，尤其是夏季平均气温和平均最高气温的增速均在 0.4～0.6 °C/10 a，略高于周边其他地区；这可能与该地区虽然地处植被茂密区，但近 30 年同样遭受到了一定程度的植被破坏有关（图 2d）。此外，在华北部分地区植被呈增加趋势，而温度也是增加的。该地区植被与温度的变化关系可能不仅与植被疏密程度有关，还跟植被类型、区域气候变化（干旱、极端高温事件等）

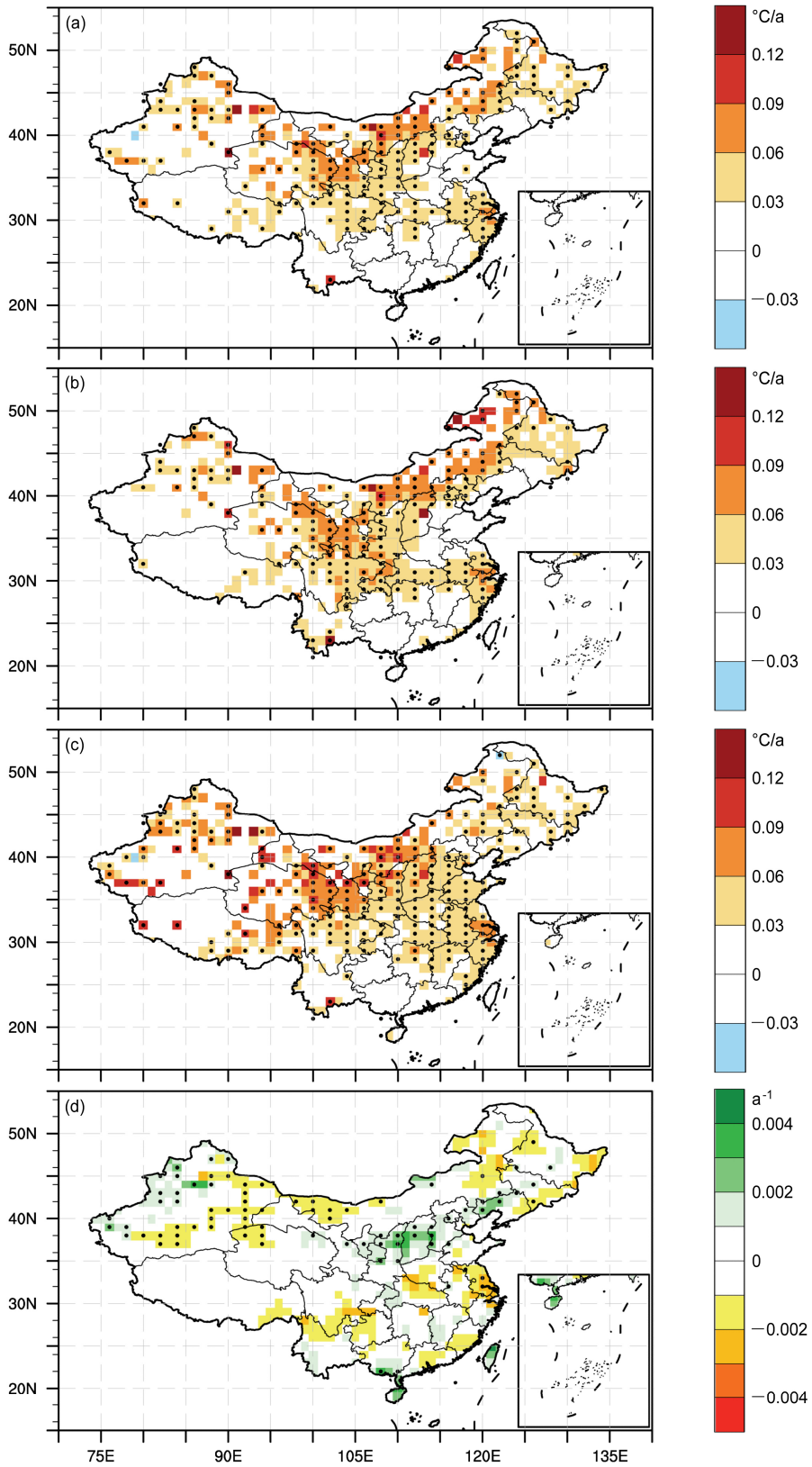

图 2 1982～2012 年中国地区夏季气温和植被覆盖变化趋势的空间分布（打点区域表示通过 95%信度检验）：（a）平均气温；（b）平均最高气温；（c）平均最低气温；（d）NDVI 指数

Fig. 2 Spatial patterns of temperature trend for (a) summer mean air temperature, (b) mean maximum air temperature, (c) mean minimum air temperature, and (d) NDVI trend for the period of 1982−2012. Stippling indicates regions where (a−c) temperature trend or (d) NDVI trend is statistically significant at the 95% confidence level

以及人类活动有一定联系（Piao et al.，2014；Lü et al.，2015）。不同植被类型下，温度对植被反馈的响应可能存在差异。Piao et al.（2014）指出近 30 年来北半球中高纬地区植被与温度之间的联系在减弱。对于中纬度地区而言，极端干旱事件的频发严重影响了植被与温度之间的关联性，其主要原因是中纬度地区降水变化造成的土壤水分变化对植被生长具有十分重要的作用。由此可以看出，植被与温度的变化关系在近些年也发生着变化。另一方面，人类活动也会对植被产生影响，影响植被与温度的之间的关系，比如在华北及河套地区自然植被逐渐恢复，而人类活动则同时包含着对植被的恢复与破坏，其中城市化等举措造成了植被的严重破化，而三北防护林等重大生态工程的建设又起到了植被恢复的作用（Lü et al.，2015）。因而，对于该地区而言植被变化的局地性很强且十分复杂，植被与温度之间的关系亦较为复杂。由以上分析可见，与之前的许多研究相类似，1982 年以来中国地区夏季气温的长期变化趋势与所在地区的基本植被覆盖状况及其长期变化之间存在一定的关联性。

3.2 夏季气温变化趋势与植被活动的关系

3.2.1 不同生态区的增暖趋势变化

为了进一步分析中国地区夏季气温趋势与植被活动之间的联系，分别计算每类生态区区域平均（即每类生态区中所有格点的平均）夏季气温的长期趋势，并用最小二乘法对气温趋势和植被覆盖度之间的关系进行线性拟合（图 3a）。

1982 年以来，中国地区夏季气温长期变化趋势与其所处地区的植被疏密程度之间存在很好的负相关关系，即越快的增暖发生在植被越稀疏的地区，且这种负相关关系在夏季平均气温和平均最低气温上的体现更为显著（均通过 95%的信度检验）。同样地，荒漠和草原地区的增暖速度要明显快于农田和森林地区，这在夏季平均气温、平均最高气温和平均最低气温上都有所体现（图 3b）。此外，值得注意的是，在植被覆盖茂密的森林地区，白天最高气温的增长速率高于夜间最低气温；而在植被较稀疏的地区则相反。

表 2 给出了 6 种生态区域各自的气温长期变化趋势和标准差，这里的显著性检验是对每个区域平均时间序列的滞后 1 年自相关系数进行的。可以看出，植被稀疏区的增暖速率都快于植被茂密区，而且这种植被稀疏区的快速增暖现象在夏季平均最低气温上的表现最为突出：植被稀疏地区的增暖速率（0.62～0.70 °C/10 a）达到了植被茂密地区（0.33～0.41 °C/10 a）的 2 倍以上；而对于夏季平均气温和夏季平均最高气温而言，不同植被覆盖度区域之间的差异略小，分别为 1.5～2 倍和 1.2～1.5 倍。另一方面，植被最茂密地区夏季平均最高气温的年际变率却与植被最稀少地区相当，高于其他地区，该地区在这 31 年间最高气温的标准差为 0.71 °C，而在其他地区则为 0.47～0.67 °C。

表 2 依照 NDVI 值划分的 6 个生态区 1982～2012 年间气温变化趋势和标准差

Table 2 Linear trends and standard deviations of summer air temperature over the six eco regions defined based on NDVI in Table 1 for the period 1982–2012

生态区标号	平均气温		最高气温		最低气温	
	变化趋势 /°C(10 a)$^{-1}$	标准差 /°C	变化趋势 /°C(10 a)$^{-1}$	标准差 /°C	变化趋势 /°C(10 a)$^{-1}$	标准差 /°C
1	0.55**	0.686**	0.53**	0.697**	0.70**	0.769**
2	0.54**	0.661**	0.50**	0.671**	0.67**	0.722**
3	0.50**	0.605**	0.49**	0.664**	0.62**	0.659**
4	0.33*	0.453*	0.34	0.508	0.41**	0.487**
5	0.28*	0.377*	0.34	0.467	0.33**	0.395**
6	0.31	0.449	0.41	0.709	0.35	0.500

*表示通过 90%的信度检验，**表示通过 99%的信度检验。

3.2.2 稀疏植被区快速增暖的可能原因

以往的研究指出，影响地表气温变化，造成白天和夜间温度变化差异的途径主要有两种：一是与温室气体以及气溶胶的变化有关（Stone and Weaver，2003；Huang et al.，2006），这一方面不在本文的讨论范围内；二是通过云量、降水以及下垫面状况的变化，改变地表能量平衡的时空分布，最终影响地表气温（Karl et al.，1993；Dai et al.，1999）。图 4 给出了不同生态区区域平均的气温和降水变化的时间序列。与前文所述相同，植被覆盖度较为稀疏的地区（图 4a−4c）相比于植被较为茂密的地区（图 4d−4f），在 3 个气温指标中都表现出了更加强烈的增暖趋势，且尤其体现在最低气温上：植被最稀疏的两个生态区，3 个气温指标的增速分别为 0.55 °C/10 a、0.53 °C/10 a、0.70 °C/10 a 和 0.54 °C/10 a、0.50 °C/10 a、0.67 °C/10 a；而在植被最茂密的两个生态区中，则相应为 0.28 °C/10 a、0.34 °C/10 a、0.33 °C/10 a 和 0.31 °C/10 a、0.41 °C/10 a、0.35 °C/10 a。另一方面，对于所有生态区，气温与降水在年际变化上都有较好的关联：即夏季降水充沛的年

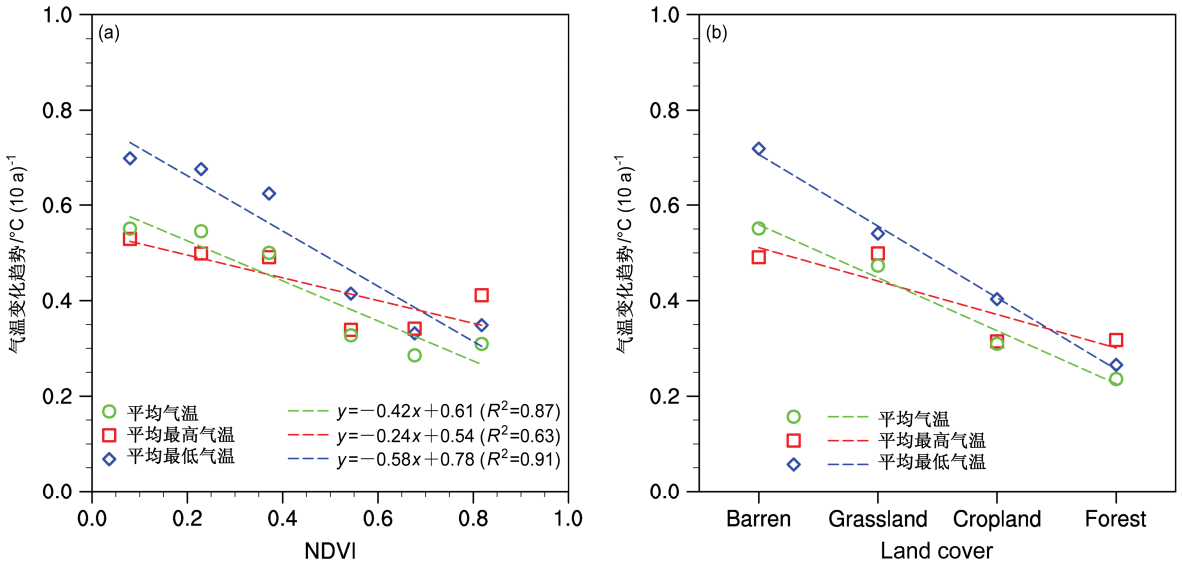

图 3 1982～2012 年气温变化趋势与植被覆盖散点分布（虚线为用最小二分法进行的线性拟合）：（a）气温变化趋势与各区域 NDVI 指数的散点分布；（b）气温变化趋势与不同土地覆盖类型的散点分布

Fig. 3 Relationship between temperature trend and the climatological (a) NDVI over different ecoregions or (b) land cover type for the period of 1982−2012. Dashed lines are the least square fittings of linear function

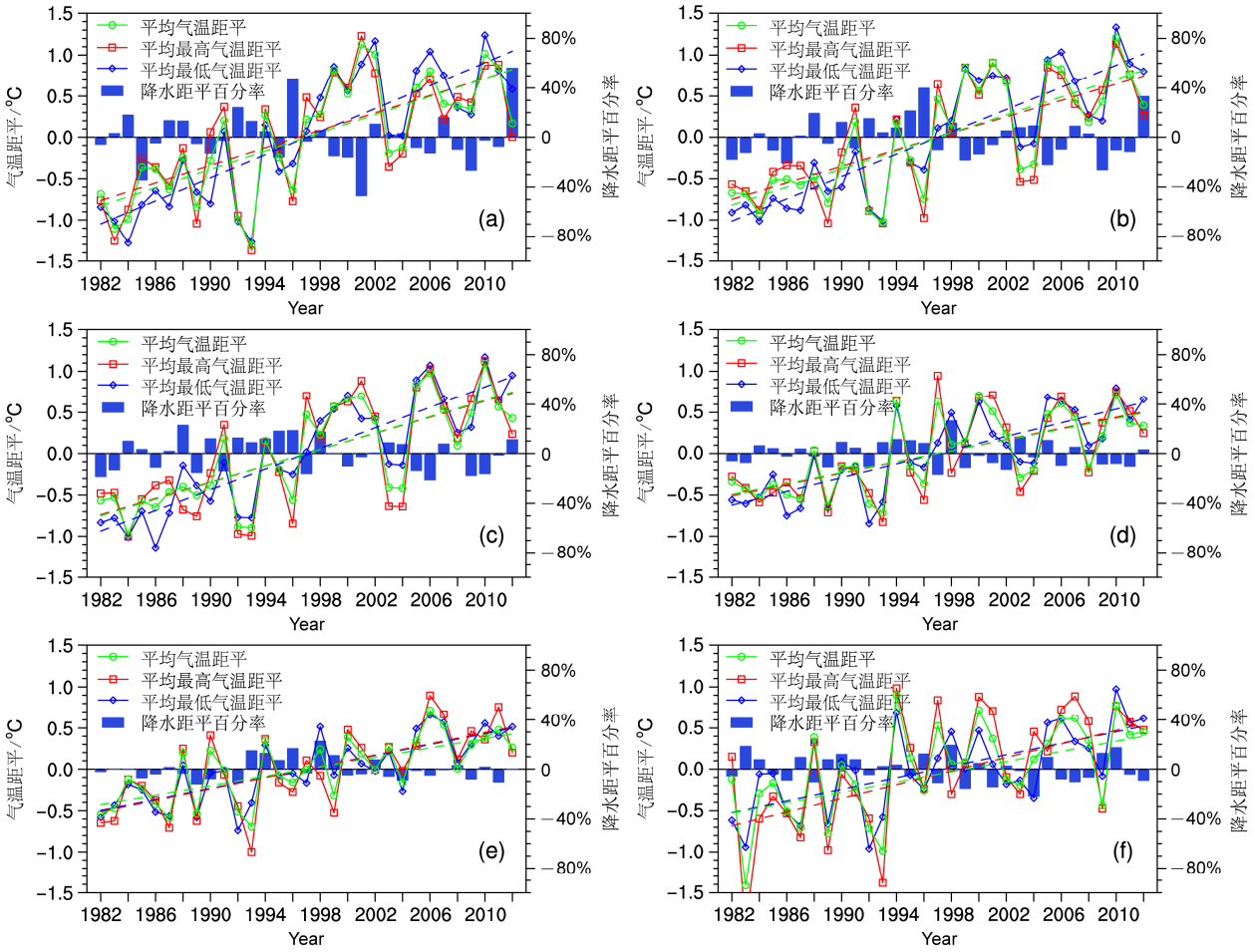

图 4 1982～2012 年各生态地区区域平均气温距平（折线图，虚线表示 1982～2012 年气温趋势）和降水距平百分率（柱状图）的时间序列。（a）−（f）所代表的生态地区 NDVI 值依次升高，即分别为表 1 中所划分的 6 个生态区

Fig. 4 Regional mean temperature anomalies (solid lines, dashed lines show the temperature trends for 1982−2012) and percentage precipitation anomalies (bars) for the period of 1982−2012. NDVI values are same as Table 1 and increased from (a) to (f) sequentially

份，气温较低；而夏季降水偏少的年份，气温较高。此外，在 3 个气温指标中，最高气温对降水的敏感度要高于平均气温和最低气温，因而相比于后两者，最高气温表现出更大的年际变率。对所有区域而言，区域平均的降水变化在 1982～2012 年都没有显著的增加或减少趋势，故降水变化可能难以解释不同生态区气温长期趋势的差异。

除了降水之外，云量和地表状况也是影响地表气温的重要因子，云量可以通过改变白天到达地表的太阳短波辐射以及昼夜的大气向下逆辐射来影响地表气温，而地表状况的变化则通过影响地表吸收短波辐射和放出长波辐射的变化改变地表气温。Cai et al.（2015，2016）提出根据 NDVI 指数可将植被类型大致分开，其中 0.1 以下为荒漠，0.6 以上为茂密的森林，其他为中等密度的灌木、草原、农田等，这里我们为便于讨论不同覆盖密度下的不同地区中各物理因子的变化情况，参考其方法将原有的 6 种生态区合并为 3 种，即稀疏植被区、中等植被区和茂密植被区，分别计算它们在 1982～2012 年间的气温变化以及地表反照率、NDVI 指数和云量的变化（图 5）。

对于云量而言，可以发现其与降水类似，和气温的年际变化相关性较高，尤其在稀疏植被区和中等植被区，而在茂密植被区略差。这种相关性可以理解为夏季云量较少的年份，到达地表的太阳短波辐射增加，从而造成气温上升，而这种机制与最高气温的联系最为紧密，故最高气温对云量变化的敏感性也高于平均气温和最低气温。此外，各区域的云量变化都有一个较弱的长期趋势（表 3），主要表现为植被稀疏的干旱生态区云量减少和植被茂密

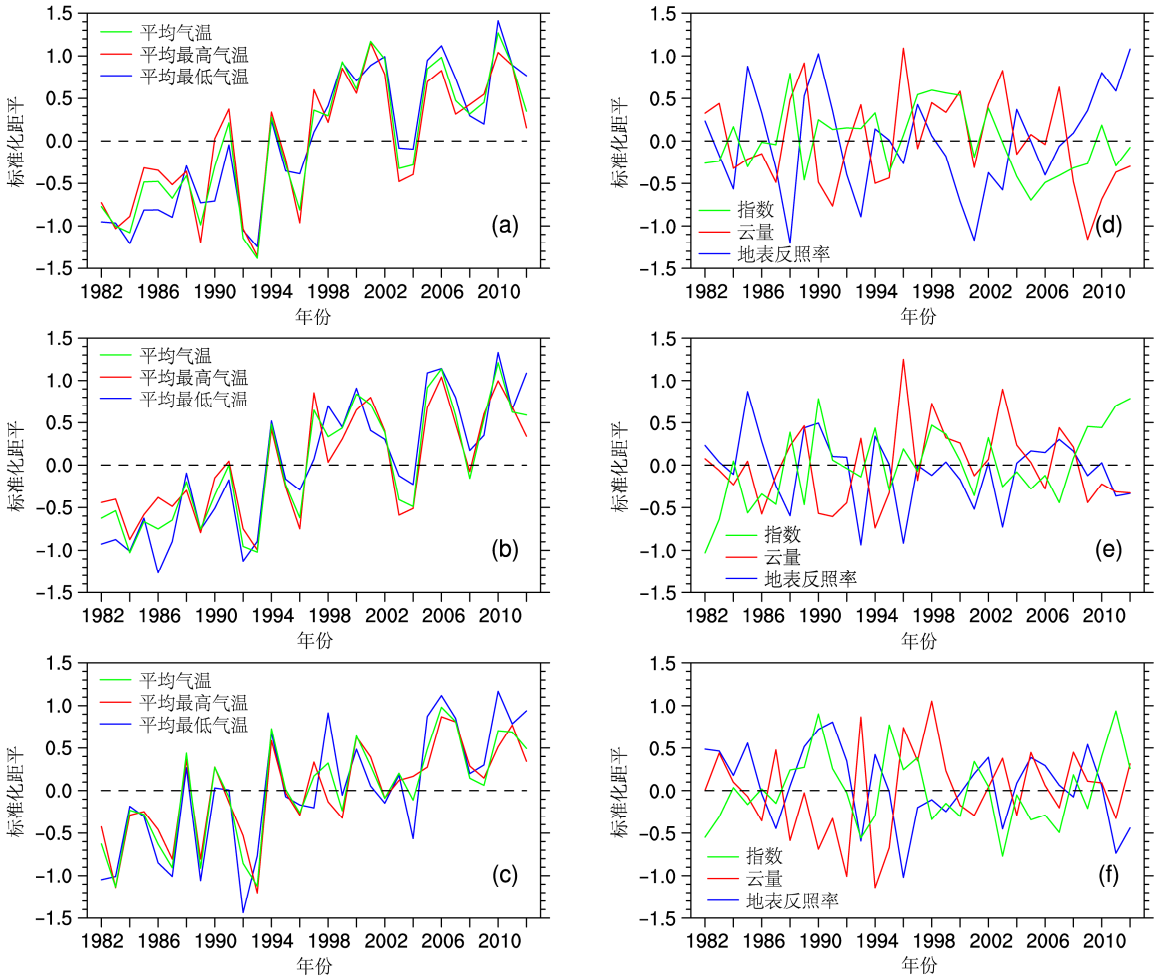

图 5　不同植被覆盖度区域中（a、b、c）夏季平均气温、夏季平均最高气温、夏季平均最低气温以及（d、e、f）云量、地表反照率和 NDVI 指数的标准化距平时间序列：（a、d）稀疏植被地区；（b、e）中等植被地区；（c、f）茂密植被地区

Fig. 5　Regional mean anomalies of (a–c) temperature (mean, max, and min), (d–f) cloud cover, albedo, and NDVI for the period of 1982–2012: (a, d) The least vegetation regions; (b, e) the medium vegetation regions; (c, f) the dense vegetation regions

区云量增加，其对气温的长期趋势也存在一定程度的影响。故稀疏植被区快速增暖的一个可能原因是该类地区，尤其是河西走廊至南疆一线，因植被减少、土地荒漠化等因素，蒸发冷却作用减弱，潜热输送减少而感热输送增加，大气中水汽含量减少，云量减少，入射太阳辐射增加，进而导致增暖加速；而在植被茂密区，由于植被恢复，造成蒸发冷却增加，云量增加，从而在一定程度上减缓了气温的升高速率。

表 3 1982～2012 年不同生态区区域平均气候因子变化（标准化趋势）

Table 3 Changes in climate elements in each individual ecoregions for the period 1982–2012

	标准化趋势					
	平均气温	最高气温	最低气温	云量	NDVI	地表反照率
稀疏植被地区	0.062	0.054	0.073	−0.010	−0.008	0.010
中等植被地区	0.055	0.045	0.069	−0.004	0.024	−0.009
茂密植被地区	0.044	0.040	0.057	0.008	0.005	−0.004

另一方面，地表状况（植被覆盖度、地表反照率等）的变化则有所不同。NDVI 指数和地表反照率之间存在一定的负相关关系，即在植被破坏的地区，地表反照率将会有所上升（Idso et al.，1975；Zhou et al.，2007）。这一关系在稀疏植被区十分显著，而随着气候态 NDVI 值的增加，在中等植被区和茂密植被区这种植被和地表反照率之间的关系则有所减弱，这是因为植被覆盖度较高的地区，同时也是降水较为丰富的地区，降水变化带来的土壤湿度变化对地表反照率的影响难以忽略。相比于年际变化，地表状况变化对温度变化的影响更主要体现在长期趋势上。在稀疏植被区，近 30 年来 NDVI 指数呈下降趋势，地表反照率则存在较明显的上升趋势（表 3），这与河西走廊至南疆地区的植被破坏（图 2d）相联系；而在茂密植被地则呈现为 NDVI 指数的小幅上升趋势和地表反照率的微小下降趋势。

植被破坏导致地表反照率上升的同时，也造成植被叶面积的减少和土壤湿度的下降，从而导致地表发射率明显降低（Salisbury and D’Aria，1992；Urai et al.，1997），最终影响到地表能量平衡。Zhou et al.（2007）在研究撒哈拉地区增暖放大现象时提出的一种机制可能可以解释中国不同生态区夏季最高气温和最低气温增暖速率的差异。在植被稀疏的干旱生态区中，植被破坏带来的地表反照率增加，减少了地表吸收的太阳辐射，在一定程度上抵消了因云量减少而导致的增暖加速（Zheng and Eltahir，1998；Knorr et al.，2001；Yu et al.，2016）；而植被覆盖率的减少也造成地表发射率下降，减少了夜间地表的向上长波辐射，加快了夜间温度的上升速度（Zhou et al.，2003）。在茂密植被区，由于植被的逐渐恢复，增加的地表反照率使得白天地表气温变暖加速，而地表发射率亦有所增加，造成夜间地表的向上长波辐射增加，减缓了这类区域夜间温度的增速。但是，由于白天和夜间云辐射反馈作用存在差异，而本文主要基于月平均资料来分析其反馈过程，故关于温度和辐射因子日变化的一些特征，需要更多资料来进一步研究。

4 结论与讨论

基于归一化植被指数（Normalized Difference Vegetation Index，NDVI）将中国地区划分为 6 种生态区，并在此基础上分析了 1982～2012 年中国地区夏季植被分布和温度变化的变化特征，并初步探讨了二者之间的联系。主要结论如下：

（1）中国中东部主要是以农田和森林为主的茂密植被区，而在西北部地区则是以荒漠和草原为主的稀疏植被区。近 30 年在南疆至内蒙古西北部以及沿长江一线出现了较为严重的植被破坏现象，而在华北至东北地区则为较明显的植被恢复。

（2）1982～2012 年，中国地区夏季平均气温、平均最高气温和平均最低气温均表现为持续稳定的增暖，且在植被稀疏的干旱生态区以及植被破坏严重的地区增暖更加明显。

（3）中国地区夏季气温长期变化趋势与其所处地区的植被疏密程度之间存在很好的负相关，即越快的增暖发生在植被越稀疏的地区；而从植被类型来看则是荒漠和草原地区的增暖速度明显快于农田和森林地区。同时，这种负相关在夏季平均最低气温上的体现比平均气温、平均最高气温要更为显著。

（4）在植被稀疏的干旱生态地区，植被减少一方面造成了地表反照率增加，改变了波文比，感热输送比例增加而潜热输送比例减小，另一方面则使得冠层蒸发和植被蒸腾作用减少，降低了大气含水量；二者的共同作用造成了这些地区云量减少，从

而加速了这些地区整体的增温速率；而植被茂密区，植被增加造成地表反照率的减少，同时由于蒸发冷却效应，使得云量增加，导致整体增暖缓于植被稀疏地区。

值得注意的是，关于中国地区夏季气温变化与植被活动之间的联系，仍有一些尚未解决的问题。首先，2000 年以来各生态区的增暖速率都有所减缓，而 NDVI 指数、地表反照率等因子的变化却各不相同，这种植被变化不一致而增暖一致放缓的情况，是否是因为受到全球变暖停滞、大尺度环流的改变，或者植被的反馈作用减弱造成的，这些问题值得进一步深入研究。其次，目前的讨论都是基于观测资料的统计结果，而统计结果在很大程度上依赖于统计时段的选择，要更进一步地讨论不同植被覆盖度下植被活动与气温变化之间的物理机制，还需要通过数值模拟手段来进行进一步验证。

参考文献（References）

Beck H E, McVicar T R, van Dijk A I J M, et al. 2011. Global evaluation of four AVHRR–NDVI data sets: Intercomparison and assessment against landsat imagery [J]. Remote Sensing of Environment, 115 (10): 2547–2563, doi:10.1016/j.rse.2011.05.012.

Betts R A, Falloon P D, Goldewijk K K, et al. 2007. Biogeophysical effects of land use on climate: Model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 142 (2–4): 216–233, doi:10.1016/j.agrformet.2006.08.021.

Cai D L, Fraedrich K, Sielmann F, et al. 2015. Vegetation dynamics on the Tibetan Plateau (1982–2006): An attribution by ecohydrological diagnostics [J]. J. Climate, 28 (11): 4576–4584, doi:10.1175/JCLI-D-14-00692.1.

Cai D L, Fraedrich K, Sielmann F, et al. 2016. Land-cover characterization and aridity changes of South America (1982–2006): An attribution by ecohydrological diagnostics [J]. J. Climate, 29 (22): 8175–8189, doi:10.1175/JCLI-D-16-0024.1.

陈海山, 倪东鸿, 李忠贤, 等. 2006. 植被覆盖异常变化影响陆面状况的数值模拟 [J]. 南京气象学院学报, 29 (6): 725–734. Chen Haishan, Ni Donghong, Li Zhongxian, et al. 2006. Modeling of impacts of vegetation coverage change on land surface conditions [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 29 (6): 725–734, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2006.06.001.

Chen H S, Zhang Y, Yu M, et al. 2016. Large-scale urbanization effects on eastern Asian summer monsoon circulation and climate [J]. Climate Dyn., 47 (1–2): 117–136, doi:10.1007/s00382-015-2827-3.

Cook K H, Vizy E K. 2015. Detection and analysis of an amplified warming of the Sahara desert [J]. J. Climate, 28 (16): 6560–6580, doi:10.1175/JCLI-D-14-00230.1.

Dai A G, Trenberth K E, Karl T R. 1999. Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range [J]. J. Climate, 12 (8): 2451–2473, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2451:EOCSMP>2.0.CO;2.

Deng X Z, Zhao C H, Yan H M. 2013. Systematic modeling of impacts of land use and land cover changes on regional climate: A review [J]. Advances in Meteorology, 2013, 2013:317678, doi:10.1155/2013/317678.

Friedl M A, Mciver D K, Hodges J C F, et al. 2002. Global land cover mapping from MODIS: Algorithms and early results [J]. Remote Sensing of Environment, 83 (1-2): 287–302, doi:10.1016/S0034-4257(02)00078-0.

Holben B N. 1986. Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data [J]. Int. J. Remote Sens., 7 (11): 1417–1434, doi:10.1080/01431168608948945.

Hua W J, Chen H S. 2013. Impacts of regional-scale land use/land cover change on diurnal temperature range [J]. Advances in Climate Change Research, 4 (3): 166–172, doi:10.3724/SP.J.1248.2013.166.

华文剑, 陈海山. 2013. 全球变暖背景下土地利用/土地覆盖变化气候效应的新认识 [J]. 科学通报, 58 (27): 2832–2839. Hua Wenjian, Chen Haishan. 2013. Recognition of climatic effects of land use/land cover change under global warming [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 58 (31): 3852–3858, doi:10.1007/s11434-013-5902-3.

华文剑, 陈海山, 李兴. 2014. 中国土地利用/覆盖变化及其气候效应的研究综述 [J]. 地球科学进展, 29 (9): 1025–1036. Hua Wenjian, Chen Haishan, Li Xing. 2014. Review of land use and land cover change in China and associated climatic effects [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 29 (9): 1025–1036, doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2014.09.1025.

Hua W J, Chen H S, Li X. 2015a. Effects of future land use change on the regional climate in China [J]. Science China Earth Sciences, 58 (10): 1840–1848, doi:10.1007/s11430-015-5082-x.

Hua W J, Chen H S, Sun S L, et al. 2015b. Assessing climatic impacts of future land use and land cover change projected with the CanESM2 model [J]. International Journal of Climatology, 35 (12): 3661–3675, doi:10.1002/joc.4240.

Hua W J, Chen H S, Zhou L M, et al. 2017. Observational quantification of climatic and human influences on vegetation greening in China [J]. Remote Sensing, 9 (5): 425, doi:10.3390/rs9050425.

Huang Y, Dickinson R E, Chameides W L. 2006. Impact of aerosol indirect effect on surface temperature over East Asia [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 103 (12): 4371–4376, doi:10.1073/pnas.0504428103.

Idso S B, Jackson R D, Reginato R J, et al. 1975. The dependence of bare soil albedo on soil water content [J]. J. Appl. Meteor., 14 (1): 109–113, doi:10.1175/1520-0450(1975)014<0109:TDOBSA>2.0.CO;2.

IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge: Cambridge University Press.

Jeong S J, Ho C H, Jeong J H. 2009. Increase in vegetation greenness and decrease in springtime warming over East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 36 (2): 436–448, doi:10.1029/2008GL036583.

Karl T R, Knight R W, Gallo K P, et al. 1993. A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (6): 279–292, doi:10.1175/

1520-0477(1993)074<1007:ANPORG>2.0.CO;2.

Knorr W, Schnitzler K G, Govaerts Y. 2001. The role of bright desert regions in shaping North African climate [J]. Geophys. Res. Lett., 28 (18): 3489–3492, doi:10.1029/2001GL013283.

Li F, Zeng X D, Song X, et al. 2011. Impact of spin-up forcing on vegetation states simulated by a dynamic global vegetation model coupled with a land surface model [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 28 (4): 775–788, doi:10.1007/s00376-010-0009-0.

李巧萍, 丁一汇. 2004. 植被覆盖变化对区域气候影响的研究进展 [J]. 南京气象学院学报, 27 (1): 131–140. Li Qiaoping, Ding Yihui. 2004. Research progress in the effect of vegetation change on regional climate [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 27 (1): 131–140, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2004.01.018.

Lim Y K, Cai M, Kalnay E, et al. 2005. Observational evidence of sensitivity of surface climate changes to land types and urbanization [J]. Geophys. Res. Lett., 322 (22): L22712, doi:10.1029/2005GL024267.

Liu N F, Liu Q, Wang L Z, et al. 2013a. A statistics-based temporal filter algorithm to map spatiotemporally continuous shortwave albedo from MODIS data [J]. Hydrology & Earth System Sciences, 17 (6): 2121–2129, doi:10.5194/hess-17-2121-2013.

Liu Q, Wang L Z, Qu Y, et al. 2013b. Preliminary evaluation of the long-term GLASS albedo product [J]. International Journal of Digital Earth, 6 (S1): 69–95, doi:10.1080/17538947.2013.804601.

Lü Y H, Zhang L W, Feng X M, et al. 2015. Recent ecological transitions in China: Greening, browning, and influential factors [J]. Scientific Reports, 5: 8732, doi:10.1038/srep08732.

Nicholson S E, Tucker C J, Ba M B. 1998. Desertification, drought, and surface vegetation: An example from the West African Sahel [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79 (5): 815–829, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0815:DDASVA>2.0.CO;2.

Pettorelli N, Vik J O, Mysterud A, et al. 2005. Using the satellite-derived NDVI to assess ecological responses to environmental change [J]. Trends in Ecology & Evolution, 20 (9): 503–510, doi:10.1016/j.tree.2005.05.011.

Piao S, Nan H, Huntingford C, et al. 2014. Evidence for a weakening relationship between interannual temperature variability and northern vegetation activity [J]. Nature Communications, 5: 5018, doi:10.1038/ncomms6018.

Qu Y, Liu Q, Liang S L, et al. 2014. Direct-estimation algorithm for mapping daily land-surface broadband albedo from MODIS data [J]. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 52 (2): 907–919, doi:10.1109/TGRS.2013.2245670.

冉津江, 季明霞, 黄建平, 等. 2014. 中国干旱半干旱地区的冷季快速增温 [J]. 高原气象, 33 (4): 947–956. Ran Jinjiang, Ji Mingxia, Huang Jianping, et al. 2014. Enhanced cold-season warming in arid and semi-arid regions of China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 33 (4): 947–956.

Salisbury J W, D'Aria D M. 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8–14 μm atmospheric window [J]. Remote sensing of Environment, 42 (2): 83–106, doi:10.1016/0034-4257(92)90092-X.

Shen M G, Piao S L, Jeong S J, et al. 2015. Evaporative cooling over the Tibetan Plateau induced by vegetation growth [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 112 (30): 9299–9304, doi:10.1073/pnas.1504418112.

Stone D, Weaver A. 2003. Factors contributing to diurnal temperature range trends in twentieth and twenty-first century simulations of the CCCma coupled model [J]. Climate Dyn., 20 (5): 435–445, doi:10.1007/s00382-002-0288-y.

Teuling A J, Loon A F V, Seneviratne S I, et al. 2013. Evapotranspiration amplifies European summer drought [J]. Geophys. Res. Lett., 40 (10): 2071–2075, doi:10.1002/grl.50495.

Tucker C J, Pinzon J E, Brown M E, et al. 2005. An extended AVHRR 8-km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data [J]. Int. J. Remote Sens., 26 (20): 4485–4498, doi:10.1080/01431160500168686.

University of East Anglia Climatic Research Unit, Jones P D, Harris I C. 2008. Climatic Research Unit (CRU) time-series datasets of variations in climate with variations in other phenomena [R]. NCAS British Atmospheric Data Centre.

Urai M, Matsunaga T, Ishii T. 1997. Relationship between soil moisture content and thermal infrared emissivity of the sand sampled in Muus Desert, China [J]. Journal of the Remote Sensing Society of Japan, 17 (4): 322–331, doi:10.11440/rssj1981.17.322.

Wendler G, Eaton F. 1983. On the desertification of the Sahel zone [J]. Climatic Change, 5 (4): 365–380, doi:10.1007/BF02423531.

Yu M, Wang G L, Pal J S. 2016. Effects of vegetation feedback on future climate change over West Africa [J]. Climate Dyn., 46 (11–12): 3669–3688, doi:10.1007/s00382-015-2795-7.

Zeng N, Dickinson R E, Zeng X B. 1996. Climatic impact of Amazon deforestation—A mechanistic model study [J]. J. Climate, 9 (4): 859–883, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0859:CIOADM>2.0.CO;2.

Zheng X Y, Eltahir E A B. 1998. The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons [J]. J. Climate, 11 (8): 2078–2096, doi:10.1175/1520-0442-11.8.2078.

Zhou L, Dickinson R E, Tian Y, et al. 2003. A sensitivity study of climate and energy balance simulations with use of satellite-derived emissivity data over Northern Africa and the Arabian Peninsula [J]. J. Geophys. Res., 108 (D24): 4795, doi:10.1029/2003JD004083.

Zhou L M, Dickinson R E, Tian Y H, et al. 2007. Impact of vegetation removal and soil aridation on diurnal temperature range in a semiarid region: Application to the Sahel[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 104 (46): 17937–17942, doi:10.1073/pnas.0700290104.

Zhou L M, Dai A G, Dai Y J, et al. 2009. Spatial dependence of diurnal temperature range trends on precipitation from 1950 to 2004 [J]. Climate Dyn., 32 (2–3): 429–440, doi:10.1007/s00382-008-0387-5.

Zhou L M, Dickinson R E, Dai A G, et al. 2010. Detection and attribution of anthropogenic forcing to diurnal temperature range changes from 1950 to 1999: Comparing multi-model simulations with observations [J]. Climate Dyn., 35 (7–8): 1289–1307, doi:10.1007/s00382-009-0644-2.

Zhou L M, Chen H S, Dai Y J. 2015. Stronger warming amplification over drier ecoregions observed since 1979 [J]. Environmental Research Letters, 10 (6): 064012, doi:10.1088/1748-9326/10/6/064012.