



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

博士学位论文

北半球陆地地表风速长期变化的时空特征、影响因子及其对风能资源的影响

作者姓名: 田群

指导教师: 黄刚 研究员 中国科学院大气物理研究所

胡开明 副研究员 中国科学院大气物理研究所

学位类别: 理学博士

学科专业: 气象学

培养单位: 中国科学院大气物理研究所

2020 年 6 月

**Spatiotemporal characteristics and influencing factors of
long-term changes in land surface wind speeds over the Northern
Hemisphere and their implications for wind energy resources**

A dissertation submitted to the
University of Chinese Academy of Sciences
in partial fulfillment of the requirement
for the degree of
Doctor of Natural Science
in Meteorology
By
Tian Qun

**Supervisor: Professor Huang Gang and Associate Professor Hu
Kaiming**

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences

June, 2020

中国科学院大学 学位论文原创性声明

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。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明或致谢。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

作者签名：

日 期：

中国科学院大学 学位论文授权使用声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院大学有关保存和使用学位论文的规定，即中国科学院大学有权保留送交学位论文的副本，允许该论文被查阅，可以按照学术研究公开原则和保护知识产权的原则公布该论文的全部或部分内容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存、汇编本学位论文。

涉密及延迟公开的学位论文在解密或延期后适用本声明。

作者签名：

日 期：

导师签名：

日 期：

摘要

陆地地表风速普遍减小是近年来一个受到广泛关注的现象，它对于地气热通量、水汽通量、大气污染以及风能资源储量都会产生不可忽视的影响。本文主要利用观测数据及模式模拟分析了北半球陆地地表风速长期变化的时空特征，从大气运动驱动力和大气运动阻力变化两个方面分析了其背后的原因，并考察了由此造成的风能资源的长期变化，得到如下主要结论：

1. **北半球陆地地表风速长期变化的时空特征。**陆地地表风速减弱是一个普遍的现象，1979-2016 年间有 73% 的站点出现了风速下降，北美洲、欧洲和亚洲分别累积下降了 -6.5%，-9.6% 和 -11.2%。欧洲和亚洲高百分位风速下降明显快于低百分位，而北美洲的情况与此相反。风速趋势存在季节差异，总体来看春季下降最快而夏季最慢。不同海拔的风速趋势也存在差别，北美洲和欧洲海拔越高风速趋势越趋向于正，而亚洲海拔与风速趋势无显著相关。风速有显著的年代际变化，总体来看风速下降发生在 2010 年前，之后风速趋于平稳。5 套再分析资料互相之间以及与观测对比在陆地地表风速长期趋势上均有较大差异，年代际变化也较为不一致，其中唯一一个同化了陆地地表风速观测的再分析资料 JRA-55 与观测的长期变化最为接近。

2. **北半球陆地地表风速长期变化的影响因子。**欧洲和亚洲中纬度地区对流层低层风速都出现了减小，但是下降速度不及地表；然而在亚洲低纬度地区和北美洲，对流层低层风速都出现了上升，尤其是北美洲，对流层低层风速普遍出现上升，由此可见地表风速下降不能完全由对流层低层变化来解释，尤其是在北美洲。海平面气压场变化主要体现在，1 月份冰岛低压减弱，西伯利亚高压北部增强，阿留申低压向西北偏移，这些变化会造成同期南欧和北美风速减小，而北欧和亚洲风速增加；7 月份海平面气压场变化主要表现为冰岛低压增强，会使得同期南欧风速增加而北欧风速减小。北美洲和欧洲陆地地表风速年代际变化分别受到 TNA 和 NAO 的显著影响，亚洲中纬度陆地地表风速受到 PDO 和西太平洋暖池面积的共同影响。城市化速度与风速趋势呈显著负相关关系，模式试验结果表明珠江三角洲城市变化可以解释 1979 年以来观测风速减小的 35%。NDVI 数据表明近 30 多年来北半球植被普遍增加，但由于有些低矮植被（如草地）对 10

m 风速不能产生显著影响，NDVI 与风速趋势无显著相关；然而在植被变化由林地变化主导的芬兰，NDVI 与风速趋势呈显著负相关，模式试验结果表明南芬兰林地变化可以解释 1979 年以来观测风速减小的 87%。北美日间垂直温度递减率普遍呈负趋势，预示湍流活动减弱高层动量更少下传到地表附近；欧洲和亚洲与北美洲相反，预示湍流活动增强，高层动量更多向地表附近传递。总体来看，北美洲地表风速减弱主要可以由边界层日间垂直温度递减率减小造成的湍流混合减弱解释，欧洲主要可以由高层风速减弱和植被增加解释，而亚洲主要可以由高层风速减弱和城市化解释。

3. 北半球陆地地表风速长期变化对风能资源的影响。风能资源在北美洲和欧洲相对丰富，而亚洲相对缺乏。目前已建成的风电场大部分集中在风能资源丰富的地区，即北美洲的中部地带，欧洲北海沿岸，亚洲太平洋沿岸地区。受到地表风速减小的影响，风能资源也经历了明显减少的过程，2012-2016 年相对 1979-1983 年减小了 14.8%，亚洲风能资源减小最为明显，欧洲次之而北美洲减小最慢。适于建设风电场的大于 3 类风力站点风能资源下降速度超过整体水平。CMIP5 对于历史风能资源的长期变化模拟存在缺陷，使得其未来预估结果存在较大不确定性。

关键词： 陆地地表风速，长期趋势，年代际变化，对流层风速，海平面气压场，环流系统，大尺度海温，城市化，植被变化，风能资源

Abstract

The general reduction of land surface wind speeds has received widespread attention in recent years. It could have a non-negligible impact on the land-atmosphere heat flux, water vapor flux, atmospheric pollution and wind energy resource. Using observation data and model simulations, this paper analyzed the spatiotemporal characteristics of long-term changes in land surface wind speeds over the Northern Hemisphere, explored the reasons behind in terms of changes in atmospheric driving force and dragging force, and examined the resulting changes in wind energy resources. Major findings are as follows,

1. Spatiotemporal characteristics of long-term changes in land surface wind speeds over the Northern Hemisphere. Weakening of land surface wind speed is a common phenomenon. 73% of the sites experienced a decrease in wind speeds during 1979-2016, and North America, Europe and Asia have cumulatively decreased by -6.5%, -9.6% and -11.2%, respectively. The high percentile wind speeds in Europe and Asia have dropped significantly faster than the low percentiles, while the situation in North America is the opposite. Seasonal differences exist in wind speed trends. In general, the decline is the fastest in spring and the slowest in summer. There are also differences in wind speed trends at different altitudes. The higher the altitude in North America and Europe, the more the wind speed tends to be positive, while in Asia altitude has no significant correlation with the wind speed trends. Wind speeds have significant interdecadal changes. Generally speaking, the wind speed decline occurred before 2010, after which the wind speed stabilized. The five sets of reanalysis data are quite different from each other and the observations in terms of long-term trends and interdecadal changes in land surface wind speeds. The only one of the reanalysis datasets which assimilated the land surface wind speed observation, JRA-55, is closest to the observed long-term changes.

2. Influencing factors of long-term changes in land surface wind speeds over the Northern Hemisphere. Lower tropospheric wind speeds in both Europe and Asia's

mid-latitudes have decreased, but the rate of decline is less than the surface. However, in North America and the low latitudes of Asia, the lower troposphere wind speeds have increased, especially in North America, where the lower troposphere wind speeds have increased in almost everywhere. Therefore, it can be concluded that the decrease in surface wind speed cannot be completely explained by changes in the lower troposphere, especially in North America. The changes in the sea level pressure field in January are mainly featured by the weakening of the Icelandic low pressure the strengthening of the northern Siberian high, and the northwest shift of the Aleutian low. These changes will cause the wind speeds in southern Europe and North America to decrease during the same period, while the wind speeds in Northern Europe and Asia will increase. The changes in the sea level pressure field in July are mainly manifested by the increase of the Icelandic low pressure, which will increase the wind speed in southern Europe and reduce the wind speed in Northern Europe in the same period. The inter-decadal changes in land surface wind speeds in North America and Europe are significantly affected by TNA and NAO, respectively, and the land surface wind speeds in mid-latitudes in Asia were jointly affected by PDO and the area of Western Pacific Warm Pool. The urbanization speed has a significant negative correlation with the wind speed trends. The model experiment results show that the changes in city extension in the Pearl River Delta can explain 35% of the reduction in observed wind speeds since 1979. NDVI data shows that the vegetation in the Northern Hemisphere has generally increased in the past 30 years, but because some low vegetation (such as grassland) has no significant effect on the wind speed of 10 m, NDVI has no significant correlation with the wind speed trend. However NDVI is significantly negatively correlated with wind speed trends in Finland where vegetation change dominated by woodland. The model simulation results show that the change in southern Finland's woodland can explain 87% of the reduction in observed wind speeds since 1979. The daytime lapse rate in North America generally shows a negative trend, which indicates that the turbulent activity is weakened and the high-level momentum is less transmitted to the surface. In Europe and Asia, the situation is opposite to North America, indicating that the turbulent activity is enhanced, and the high-level momentum is more transmitted near the surface. Overall,

the weakening of surface wind speed in North America can be explained mainly by the weakening of the turbulent mixing caused by the decrease in the daytime lapse rate in the boundary layer. In Europe it can mainly be explained by the weakening of high-level wind speed and the increase of vegetation, while Asia it can mainly be explained by the weakening of high-level wind speed and urbanization.

3. The impact of long-term changes in land surface wind speeds over the Northern Hemisphere on wind energy resources. Wind energy resources are relatively abundant in North America and Europe, but relatively scarce in Asia. Most of the present wind farms are concentrated in areas rich in wind energy resources, namely the central belt of North America, the North Sea coast of Europe, and the Asia Pacific coast. Affected by the reduction of surface wind speeds, wind energy resources experienced a significant reduction. Wind power potential in 2012-2016 decreased by 14.8% compared with 1979-1983. Wind energy resources in Asia decreased most significantly, followed by Europe and North America. Wind energy resources of stations with over class 3 wind have fallen faster than the overall level. CMIP5 has shortcomings in the simulation of long-term changes in historical wind energy resources, making its future forecast results uncertain.

Keywords: land surface wind speed, long-term trend, interdecadal change, tropospheric wind speed, sea level pressure, circulation system, large-scale sea surface temperature, urbanization, vegetation change, wind energy

目 录

第1章 绪论	1
1.1 研究背景和意义	1
1.2 国内外相关研究进展	3
1.2.1 陆地地表风速长期变化	3
1.2.2 陆地地表风速长期变化的原因	4
1.2.3 风能资源评估与变化	10
1.3 论文主要内容	11
第2章 北半球陆地地表风速长期变化的时空特征	13
2.1 引言	13
2.2 资料和方法	13
2.3 北半球陆地地表风速长期变化特征	16
2.3.1 陆地地表风速长期变化的原因	16
2.3.2 百分位风速长期线性趋势	18
2.3.3 四季风速长期线性趋势	19
2.3.4 不同海拔站点风速长期线性趋势	21
2.3.5 风速年代际变化	23
2.4 北半球陆地地表风速长期变化的不确定性分析	25
2.4.1 风速趋势的不确定性	25
2.4.2 风速年代际变化的不确定性	27
2.5 本章小结	29
第3章 大气运动驱动力变化对陆地地表风速长期变化的影响	31
3.1 引言	31
3.2 资料和方法	32
3.3 对流层风速长期变化	33
3.3.1 对流层风速长期线性趋势	33
3.3.2 对流层风速年代际变化	36
3.4 气压场变化的影响	42
3.5 大尺度海温和环流系统变化的影响	43
3.6 本章小结	47

第 4 章 大气运动阻力变化对陆地地表风速长期变化的影响	49
4.1 引言	49
4.2 资料和方法	50
4.3 城市化的影响	52
4.3.1 基于城市动态变化和风速观测数据的统计学分析	52
4.3.2 数值试验	55
4.4 植被变化的影响	60
4.4.1 基于 NDVI 和风速观测数据的统计学分析	60
4.4.2 数值试验	62
4.5 大气稳定性变化的影响	66
4.6 本章小结	66
第 5 章 北半球陆地地表风速长期变化对风能资源的影响	69
5.1 引言	69
5.2 资料和方法	71
5.3 北半球风能资源评估	73
5.4 陆地地表风速长期变化对风能资源的影响	77
5.5 风能资源长期变化模拟的不确定性	85
5.6 本章小结	88
第 6 章 总结与展望	89
6.1 本文主要结论	89
6.2 问题与展望	91
6.3 本文主要创新点	91
参考文献	93
作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果	101
致谢	103

图形列表

1.1 北半球陆地地表风速趋势。风速趋势使用 1979-2008 年地面观测计算得到。(来源: Vautard 等 (2010))	5
1.2 不同 NAO 指数下的英国地表风。a) NAO 指数大于 2, b) NAO 指数小于 -2。(来源: Earl 等 (2013))	6
1.3 海表风速变化。a) 卫星资料, b) 观测资料, c) 再分析资料。(来源: Dunn 等 (2016))	7
1.4 中国城市与乡村风速变化, 圆圈代表乡村站点风速, 三角代表城市站点风速。(来源: Guo 等 (2011))	7
1.5 中国观测与再分析地表风速的差别。a) 观测减 ERA-Interim, b) 观测减 ERA-Interim 的线性趋势。蓝色、黄色、红色区域分别代表显著性水平超过 90 %、95 % 和 99 % (来源: Zha 等 (2017))	8
1.6 外强迫对地表风速等影响。黑线为控制试验, 即包含所有外强迫, 红线为气溶胶不变的情况, 蓝线为海表温度保持不变的情况, 绿色为气溶胶和海表温度均保持不变的情况 (来源: Bichet 等 (2012))	9
1.7 2000 年风能资源分布。(来源: Archer 和 Jacobson (2005))	10
2.1 全球年平均风速长期趋势 ($m s^{-1}$ 每十年)。图中三个框出的区域的范围分别为: 北美洲 20-55 N, 50-140 W; 欧洲 30-70N, 20W-50E; 亚洲 0-55N, 50-150E。	16
2.2 欧洲分区图	17
2.3 百分位风速的演变 ($m s^{-1}$)。a) 北美洲, b) 欧洲, c) 亚洲, d) 全球。红色为 90 百分位, 蓝色为 50 百分位, 黑色为 5、10、20、...、80、90、95 百分位。	18
2.4 各大洲中位数风速趋势。a) 全球, b) 北美, c) 欧洲, d) 亚洲。紫色为春季, 蓝色为夏季, 绿色为秋季, 红色为冬季, 黑色为年平均。虚线为各年对应值, 实线为虚线的线性趋势。	20
2.5 北美四季风速长期趋势 ($m s^{-1}$ 每十年)。a) 春季 (3-5 月), b) 夏季 (6-8), c) 秋季 (9-11 月), d) 冬季 (12 月-次年 2 月)	21
2.6 欧洲四季风速长期趋势。与图 2.5 类似。	22
2.7 亚洲四季风速长期趋势。与图 2.5 类似。	22
2.8 各大洲归一化风速趋势与海拔的关系。a) 北美洲, b) 欧洲, c) 亚洲。	23

2.9 各大洲中位数风速年代际演变。a) 全球, b) 北美, c) 欧洲, d) 亚洲。紫色为春季, 蓝色为夏季, 绿色为秋季, 红色为冬季, 黑色为年平均。虚线为各年对应值, 实线为虚线 9 点平滑的结果。底色为灰色、浅蓝、蓝色、深蓝的时段分别代表年平均风速无明显趋势、慢速下降、中速下降和快速下降。	24
2.10 风速趋势不确定性。a) 全球, b) 北美洲, c) 欧洲, d) 亚洲。虚线为年均值, 实线为虚线的线性趋势。	26
2.11 风速年代际变化不确定性。a) 全球, b) 北美洲, c) 欧洲, d) 亚洲。虚线为年均值, 实线为虚线 9 点平滑后的结果。	28
3.1 对流层风速趋势 ($m s^{-1}$ 每十年)。a) 200 hPa, b) 500 hPa, c) 700 hPa, d) 850 hPa, e) 地面。	34
3.2 对流层中位数风速趋势 ($m s^{-1}$ 每十年)。a) 原始风速趋势, b) 归一化风速趋势, 即原始风速趋势/平均风速。红线为北美洲, 蓝线为欧洲, 绿线为亚洲低纬度地区 (0-20 N), 紫线为亚洲中纬度地区 (20-55 N)。	35
3.3 北美观测塔分布	36
3.4 北美观测塔风速趋势 (第一部分)。d) 994010、e) 723075、f) 727970 分别为距离观测塔 a) Burl1、b) Chlv2、c) Desw1 最近的地面观测站点。	37
3.5 北美观测塔风速趋势 (第二部分)。c) 717490、d) 727440 分别为距离观测塔 a) Roam4、b) StdM4 最近的地面观测站点。	38
3.6 全球对流层中位数风速演变 ($m s^{-1}$)。a) 地面, b) 850 hPa, c) 700 hPa, d) 500 hPa, e) 200 hPa。虚线为各年对应值, 实线为虚线 9 点平滑的结果。	39
3.7 北美洲对流层中位数风速演变 ($m s^{-1}$)。与图 3.6 类似。	40
3.8 欧洲对流层中位数风速演变 ($m s^{-1}$)。与图 3.6 类似。	40
3.9 亚洲低纬度 (0 - 20 N) 对流层中位数风速演变 ($m s^{-1}$)。与图 3.6 类似。	41
3.10 亚洲中纬度 (20 - 55 N) 对流层中位数风速演变 ($m s^{-1}$)。与图 3.6 类似。	41
3.11 海平面气压变化 (hPa 每十年)。a) 一月海平面气压趋势, b) 七月海平面气压趋势。	42
3.12 地表风速与海温相关系数。a) 北美洲, b) 欧洲, c) 亚洲中纬度 (20 - 55 N) 和 d) 亚洲低纬度 (0 - 20 N) 中位数风速与海温相关。相关系数 0.4 对应 $p = 0.01$	44
3.13 北美风速与 TNA 指数演变。黑色 (红色) 虚线为北美洲中位数风速 (TNA 指数年平均值), 实线为虚线 9 年滑动平均结果, 两实线的相关系数为 0.95, $p < 0.01$ 。	45

3.14 欧洲风速与 NAO 指数演变。黑色(红色)虚线为欧洲中位数风速 (NAO 指数年平均值), 实线为虚线 9 年滑动平均结果, 两实线的相关系数为 0.48, $p < 0.01$ 。	45
3.15 亚洲中纬度风速与西太平洋暖池面积指数 (WPWPA) 和 PDO 指数演变。黑色(红色)虚线为亚洲中纬度地区中位数风速 (PDO 指数年均值 $\times -0.88 +$ 去趋势 WPWPA 指数年均值 $\times -1.44$), 实线为虚线 9 年滑动平均结果, 两实线的相关系数为 0.28, $p < 0.1$ 。	46
4.1 城市扩张速度 (变化率每十年)	53
4.2 归一化地表风速趋势 (变化率每十年)	53
4.3 城市扩张速度与对应地区风速变化	54
4.4 不同城市化速度地区风速演变。红色实线为快速城市化的城市附近站点风速演变, 蓝色实线为所有靠近城市站点风速演变, 黑色实线为所有站点风速演变。虚线为对应实线的线性趋势。	54
4.5 珠江三角洲地理位置	55
4.6 珠江三角洲城市扩张。a) 1980 年城市范围, b) 2015 年城市范围, c) 2015 年相对 1980 年城市范围的变化, 白色表示没有变化, 红色表示增加, 蓝色表示减少。	56
4.7 模拟区域	57
4.8 珠江三角洲测站位置	57
4.9 城市化对地表风速的影响 ($m s^{-1}$)。a) 使用 2015 年 6 月气象场模拟结果, b) 使用 2015 年 12 月气象场模拟结果, 矢量箭头为对应时间背景风矢量。	59
4.10 珠江三角洲模拟与观测风速变化 (变化率)。a) 模拟结果, b) 观测结果。	59
4.11 珠江三角洲 20 世纪 70 年代末与 2015 年城市化状况下风速概率密度分布。红色(蓝色)实线为使用 20 世纪 70 年代末城市化状况 (2015 年城市化状况) 的模拟结果。	60
4.12 北半球植被生长季 NDVI 趋势 (每十年)	61
4.13 芬兰植被分布与变化。a) 芬兰 2001 年林地分布, b) 芬兰 2016 相对 2001 植被变化, 绿色为林地变化, 红色为除林地外其他植被变化。 ..	61
4.14 芬兰站点风速趋势与附近 NDVI 趋势	62
4.15 芬兰站点分布	63
4.16 模拟区域	63
4.17 南芬兰林地变化。绿色为增加, 黄色为减少。	65
4.18 林地变化对地表风速的影响。a) 使用 2001 年 1 月气象场模拟结果 ($m s^{-1}$), b) 使用 2001 年 7 月气象场模拟结果 ($m s^{-1}$), c) a 和 b 模拟结果平均归一化的结果。	65

4.19 近地层垂直温度递减率趋势 (每十年)	66
5.1 风电装机容量历史变化。来源：REN21 2019 global status report.	70
5.2 北半球风能密度 ($W m^{-2}$)	74
5.3 北美风能密度 ($W m^{-2}$)	74
5.4 美国风机分布。来源：Wind Energy Land Distribution In The United States of America.	75
5.5 欧洲风能密度 ($W m^{-2}$)	76
5.6 欧洲风机分布。来源：EMHIREs dataset Part I: Wind power generation.	76
5.7 亚洲风能密度 ($W m^{-2}$)	77
5.8 中国风电场分布及装机容量。来源：Wang 等 (2011).	78
5.9 北半球中位数风能密度演变 ($W m^{-2}$)。虚线为年平均值，实线为年平均值 9 点平滑后结果。	78
5.10 北半球风能密度变化。a) 风能密度变化 ($W m^{-2}$)，b) 归一化风能密度变化。	79
5.11 北美洲风能密度变化 (变化率)	80
5.12 北美大于 3 类风力站点风能密度变化 (变化率)	81
5.13 北美洲风能密度演变 ($W m^{-2}$)。a) 所有站点中位数风能密度演变，b) 超过 3 类风力站点中位数风能密度演变。虚线为年平均值，实线为年平均值 9 点平滑后结果。	81
5.14 欧洲风能密度变化 (变化率)	82
5.15 欧洲大于 3 类风力站点风能密度变化 (变化率)	83
5.16 欧洲风能密度演变 ($W m^{-2}$)。与图 5.13 类似。	83
5.17 亚洲风能密度变化 (变化率)	84
5.18 中国大于 3 类风力站点风能密度变化 (变化率)	84
5.19 中国风能密度演变 ($W m^{-2}$)。与图 5.13 类似。	85
5.20 全球气候模式模拟的北半球风速趋势。彩色线为模式结果，黑色线为观测结果。	87

表格列表

1.1 全球及各地区风速趋势	3
1.1 续表	4
2.1 全球及各大洲百分位风速趋势 ($m s^{-1}$ 每十年)	19
3.1 观测塔与附近地面站点信息	37
4.1 珠江三角洲站点信息及模式性能评估结果	58
4.2 南芬兰站点信息及模式性能评估结果	64
5.1 截止 2018 年各国风电装机容量 *	69
5.2 全球气候模式信息	71
5.2 续表。	72
5.3 全球气候模式历史风速模拟结果 (1979-2005)	86
5.3 续表。	87

符号列表

字符

Symbol	Description	Unit
E_{mass}	evaporation rate	$\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$
E	wind power density	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
R_n	net radiation	$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$
U	wind speed	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
λ_v	evaporation latent heat	$\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$
δ_e	vapour pressure deficit	kPa
C	air pollutant concentration	$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$
Q	pollutant emission rate	$\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$
ρ	air density	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
r	Pearson correlation coefficient	1

算子

Symbol	Description
Δ	difference
∇	gradient operator
cov	convariance
Γ	Gamma function

缩写

AO	Arctic Oscillation
ASOS	Automated Surface Observing System
BSC	Barcelona Supercomputing Center
CMDC	China Meteorological Data Service Center

CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project phase 5
EASM	East Asian Summer Monsoon
ENSO	El Nino-Southern Oscillation
GIMMS	the Global Inventory Monitoring and Modeling System
IGRA	Integrated Global Radiosonde Archive
IOD	The Indian Ocean Dipole
ISD	Integrated Surface Dataset
MODIS	the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	the National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEI	National Centers for Environmental Information
NDVI	the Normalized Difference Vegetation Index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NYU	New York University
PDF	Probability Distribution Function
PDO	Pacific Decadal Oscillation
QM	Quantile-Matching
REOF	Rotated Empirical Orthogonal Function
RMSD	Root-Mean-Square Difference
SST	Sea Surface Temperature
TNA	Tropical Northern Atlantic
WHO	World Health Organization
WMO	World Meteorological Organization
WPWPA	Western Pacific Warm Pool Area
WRF	the Weather Research and Forecast

第1章 绪论

1.1 研究背景和意义

风是大气运动的基本物理量，体现了大气运动的动能。同时，风又与大气运动的其他物理量有着密切的联系。风可以影响蒸发过程，从而影响地气热量、水汽通量，进而改变气温，降水，对天气和气候产生重大影响。此外，风是空气污染物扩散的主要气象条件，因而它与空气质量关系密切。风也可以被作为能源加以利用，风能已成为全球主要的清洁可再生能源之一，对人类减少温室气体排放、减缓气候变化有显著作用。

根据 Penman 公式的 Shuttleworth 形式 ([Shuttleworth, 1993](#)):

$$E_{mass} = \frac{mR_n + 6.43\gamma(1 + 0.536U)\delta e}{\lambda_v(m + \gamma)} \quad (1.1)$$

其中， E_{mass} 为蒸发率 ($mm\ day^{-1}$)， m 为饱和水汽压曲线的斜率 ($kPa\ K^{-1}$)， R_n 为净辐射 ($MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$)， γ 为计量常数， U 为风速 ($m\ s^{-1}$)， δe 为饱和水汽压亏缺 (kPa)， λ_v 为蒸发潜热 ($MJ\ kg^{-1}$)，可知蒸发率正相关于风速，风速增加(减少)时，有更多(更少)的水通过蒸发从水面或土壤中进入大气中。[Roderick 等 \(2007\)](#) 的研究表明 1975-2004 年澳大利亚的蒸发量减少主要由于地表风速的减小。水的蒸发过程同时会吸收潜热，将地表的热量带入大气中，使得地表的热量减少，温度降低，而地表的温度变化又会通过热传导和大气湍流混合过程迅速影响到气温。蒸发进入大气中的水汽会由于抬升凝结为液态或凝华为固态，形成降水，释放潜热。因而经由蒸发过程，风得以影响地气水汽、热通量，地、气温度，降水等物理量，进而对天气气候产生影响。

根据高斯扩散模式 ([Beychok, 2005](#)):

$$C = \frac{Q}{U} \cdot \frac{f}{\sigma_y \sqrt{2\pi}} \cdot \frac{g_1 + g_2 + g_3}{\sigma_z \sqrt{2\pi}} \quad (1.2)$$

其中 C 为大气污染物浓度 ($g\ m^{-3}$)， Q 为污染源排放速度 ($g\ s^{-1}$)， U 为水平风速 ($m\ s^{-1}$)， f 为侧风弥散参数， σ_y 为排放分布的水平标准差， σ_z 为排放分布

的垂直标准差， g_1 、 g_2 、 g_3 分别为无反射情况下的垂直弥散参数，有地面反射情况下的垂直弥散参数和有高空下沉情况下的垂直弥散参数，可知大气污染物浓度反比于水平风速。张人文等(2011)的研究表明，珠三角地区平均风速大于 2.6 m s^{-1} 时不会出现区域性空气污染，区域平均风速大于 3.2 m s^{-1} 时空气非常清洁；区域平均风速小于 1.8 m s^{-1} 时会出现较严重区域性空气污染；而风速介于 $1.8 - 2.6 \text{ m s}^{-1}$ 之间是可能会出现污染。空气污染会引发一系列的健康问题，包括呼吸感染、心脏病、慢性阻塞性肺病、中风和肺癌等(WHO)。而我国由于近些年的高速发展和城市化，许多大城市如北京、上海、广州、深圳都出现了较为严重的空气污染问题(Chan 和 Yao, 2008)。这些地区的风速变化会对居民的健康产生不可忽视的影响。

全球变暖已经成为人类面临的重大挑战。研究表明，近一个多世纪以来的全球变暖主要是由于人类活动排放的温室气体造成(Stocker 等, 2013)。为了减缓和应对气候变化，各国都在采取各种措施，其中最主要的措施之一是大力发展新型可再生能源(中国政府网)。风能具有获取成本低、环境破坏小、分散式发电等一系列优势，目前在全球已经成为发电量仅次于水电的新型可再生能源(Carvalho 等, 2017)。截止 2018 年底，全球风电总装机容量达到 591 GW ，其中中国占到了 206 GW ，处于遥遥领先地位(Ohlenforst, 2019)。根据风能公式(Manwell 等, 2010)：

$$E = \frac{1}{2} \rho U^3 \quad (1.3)$$

其中， E 为风能密度(W m^{-2})， ρ 为空气密度(kg m^{-3})， U 为水平风速(m s^{-1})，可知风能密度正比于风速的立方，因而风速的较小变化可以引起风能密度的剧烈变化，20 % 的风速减小会导致接近 50 % 的风能密度减小。

由于风相关研究在科学、人类健康以及经济社会方面具有巨大意义，科学界对此进行了大量研究。近些年来，一个重大发现引发了广泛的关注：全球陆地地表风速出现了普遍减小的情况，它被称为大气减速现象(Roderick 等, 2007)。北美、欧洲、亚洲、非洲、大洋洲的许多国家都发现了陆地地表风速显著减小的现象(Wan 等, 2010; Pryor 和 Ledolter, 2010; Walter 等, 2006; Guo 等, 2011)。Vautard 等(2010)利用全球地面观测资料分析了全球 1979-2008 年陆地地表风速趋势，发现超过 70 % 的站点出现了风速减弱的现象。基于这样的背景，本研究将全面分析北半球陆地地表风速长期变化的时空特征，并对其背后的机理进行研究，同时

分析风速长期变化对于风能资源的影响。选取北半球作为主要研究对象是由于前期研究表明，南半球长时间观测序列较少，难以进行有意义的统计学分析。

1.2 国内外相关研究进展

1.2.1 陆地地表风速长期变化

表 1.1列出了全球及各区域近几十年来的平均风速和长期线性趋势。近 30 年来，全球陆地地表平均风速约为 3.5 m s^{-1} ，平均长期线性趋势约为 -0.08 m s^{-1} 每十年。不同区域间的平均风速有显著差异，北美洲和欧洲平均风速较大，约为 3.8 m s^{-1} ，而中亚地区平均风速最小，仅为 $2.5 - 2.6 \text{ m s}^{-1}$ 。[Vautard 等 \(2010\)](#) 分析了全球 822 个站点的地表风速趋势，发现 1979-2008 年陆地地表风速有 5 – 15 % 的减少，而且大风的减慢速度快于小风。在所有站点中，有 73 % 的站点地表风速出现了减小趋势，在欧洲、中亚、东亚和北美洲趋势分别为 -0.09 、 -0.16 、 -0.12 和 -0.07 m s^{-1} 每十年。因为风速下降的影响，超过 3 m s^{-1} 和超过 10 m s^{-1} 的百分比也达到了 1981 年来的最低值，分别为 51.9 % 和 25 % ([Vautard 等, 2012](#))。尽管观测资料中出现了显著的地表风速下降，但在再分析资料中，这种现象没有出现或被大大低估 ([Vautard 等, 2010; Stocker 等, 2013; Torralba 等, 2017](#))，这增加了风速长期趋势的不确定性。

表 1.1 全球及各地区风速趋势

Table 1.1 Global and regional wind speed trend

地区	平均风速 (m s^{-1})	线性趋势 (m s^{-1} 每十年)	站点数量	来源
全球平均	3.5 (1981-2011)	-0.078 (1981-2011)	1100	Vautard 等 (2012)
(澳大利亚除外)	3.5 (1981-2010)	-0.077 (1981-2013)	1379	Tobin 等 (2014)
	3.5 (1981-2010)	-0.082 (1981-2014)	1423	Berrisford 等 (2015)
	3.3 (1981-2010)	-0.087 (1979-2015)	2264	Dunn 等 (2016)
欧洲	-	-0.090 (1979-2008)	276	Vautard 等 (2010)
	3.9 (1981-2011)	-0.086 (1981-2011)	410	Vautard 等 (2012)
	3.8 (1981-2010)	-0.072 (1981-2013)	488	Tobin 等 (2014)

表 1.1 续表

Table 1.1 Continued table.

	3.8 (1981-2010)	-0.086 (1981-2014)	522	Berrisford 等 (2015)
	3.7 (1981-2010)	-0.087 (1979-2015)	589	Dunn 等 (2016)
	-	-0.105 (1979-2016)	224	Tian 等 (2019)
北美洲	-	-0.080 (1979-2008)	170	Vautard 等 (2010)
	4.1 (1981-2011)	-0.105 (1981-2011)	250	Vautard 等 (2012)
	3.8 (1981-2010)	-0.122 (1981-2013)	364	Tobin 等 (2014)
	3.8 (1981-2010)	-0.120 (1981-2014)	378	Berrisford 等 (2015)
	3.7 (1981-2010)	-0.100 (1981-2015)	587	Dunn 等 (2016)
	-	-0.080 (1979-2016)	214	Tian 等 (2019)
东亚	-	-0.120 (1979-2008)	190	Vautard 等 (2010)
	2.7 (1981-2011)	-0.077 (1981-2011)	230	Vautard 等 (2012)
	2.8 (1981-2010)	-0.065 (1981-2013)	247	Tobin 等 (2014)
	2.8 (1981-2010)	-0.078 (1981-2014)	251	Berrisford 等 (2015)
	2.6 (1981-2010)	-0.070 (1979-2015)	399	Dunn 等 (2016)
中亚	-	-0.160 (1979-2008)	96	Vautard 等 (2010)
	2.5 (1981-2011)	-0.085 (1981-2011)	50	Vautard 等 (2012)
	2.4 (1981-2010)	-0.067 (1987-2013)	53	Tobin 等 (2014)
	2.6 (1981-2010)	-0.096 (1981-2014)	57	Berrisford 等 (2015)
	2.9 (1981-2010)	-0.151 (1981-2015)	263	Dunn 等 (2016)

1.2.2 陆地地表风速长期变化的原因

从动力学的角度，风速的变化满足下列关系：

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{G} + \vec{F} + \vec{g} + \vec{f} \quad (1.4)$$

其中， \vec{V} 为风矢量； $\vec{G} = \frac{1}{\rho} \nabla p$ 为气压梯度力，即为大气运动的驱动力， ρ 为空气密度， p 为气压； $\vec{F} = -2\Omega \times \vec{V}$ 为科里奥利力； \vec{g} 为重力； \vec{f} 为大气运动的阻

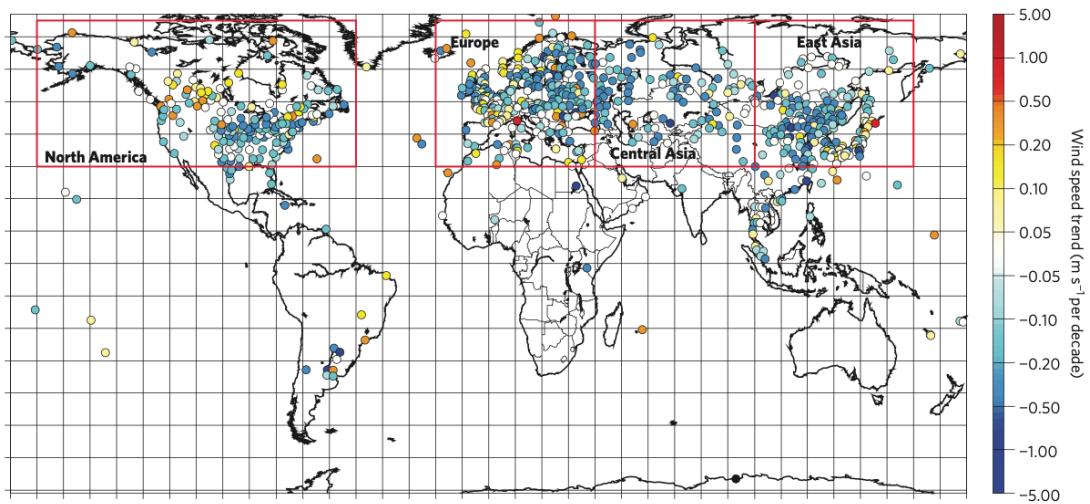


图 1.1 北半球陆地地表风速趋势。风速趋势使用 1979-2008 年地面观测计算得到。(来源:
[Vautard 等 \(2010\)](#))

Figure 1.1 Land surface wind speed trends over the Northern Hemisphere. Wind speed trends were computed using surface observations from 1979 to 2016.(Source: [Vautard 等 \(2010\)](#))

力。由于科里奥利力和重力不会主动变化，因此，风速变化的可能原因可以分为两个方面：

1. 大气运动驱动力的变化。大尺度的温度的变化会对大尺度大气运动驱动力产生影响，此外环流系统的变化也与大气运动驱动力变化密切联系。
2. 大气运动阻力的变化。大气运动的阻力分为拖拽阻力和内部阻力，拖拽阻力主要由于城市化、植被变化等会引起地表粗糙度变化而产生；内部阻力主要则由于空气内部的湍流混合，与大气稳定度，风的垂直切变等有关。

下面从主要从驱动力和阻力两个方面对前人研究进行回顾和总结：

1. 大气运动驱动力变化的影响

气温的不均匀变化可能会导致气压梯度力的变化，进而影响地表风速。[Klink \(1999\)](#) 认为美国的地表风速变化可以由美国高纬度增温快于低纬度来解释。[Xu 等 \(2006\)](#) 认为冬季中国北部增温快于东边的西北太平洋，而夏季中国中部降温东边的西北太平洋增温，这使得东亚冬季风和夏季风均出现减弱，从而使得中国陆地地表风速减小。[Yan 等 \(2002\)](#) 认为南半球变暖使得北大西洋风暴轴偏移，使得欧洲大陆风暴强度减小，从而使得欧洲陆地地表风速减小。

环流系统的变化会影响到地表风速。很多研究表明，北大西洋涛动 (NAO) 对欧洲陆地地表风速有显著影响 ([Beniston, 2005; Earl 等, 2013](#))，而北极涛动 (AO)

与中国陆地地表风速有很好的相关 (Chen 等, 2013)。此外, 研究发现, 厄尔尼诺南方涛动 (ENSO) 处于正位相时, 中国平均陆地地表风速相比 ENSO 负位相时高出 55 %, 表明 ENSO 对于中国陆地地表风速可能有影响 (Chen 等, 2013)。Wu 等 (2016) 发现, 在东亚夏季风 (EASM) 强年, 中国夏季陆地地表风速相比于 EASM 弱年高出 0.017 m s^{-1} , 表明了东亚夏季风可能影响中国陆地地表风速。近些年来, 东亚季风有减弱的趋势 (Zhu 等, 2012; Ding 等, 2014), 也被认为是东亚陆地地表风速减小的原因之一 (Xu 等, 2006)。

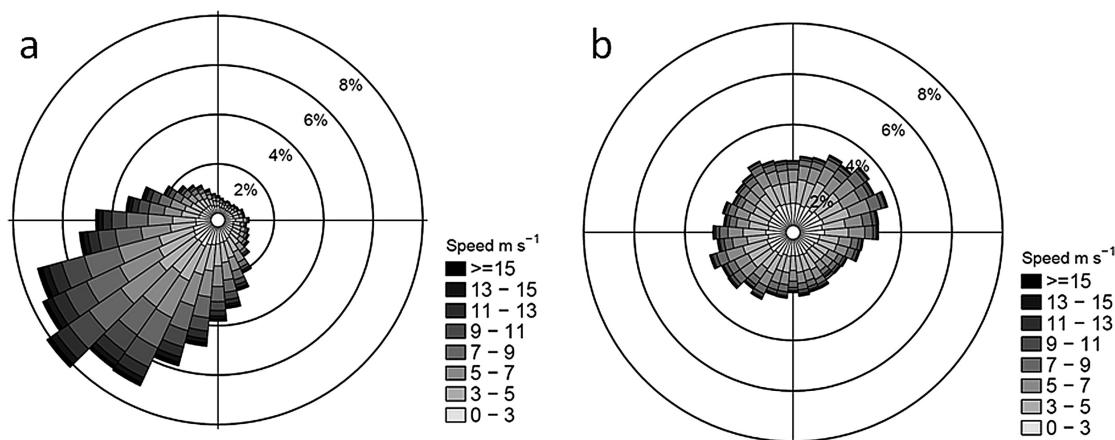


图 1.2 不同 NAO 指数下的英国地表风。a) NAO 指数大于 2, b) NAO 指数小于 -2。(来源: Earl 等 (2013))

Figure 1.2 Surface winds over the United Kingdom under different NAO index. a) NAO index > 2, b) NAO index < -2. (Source: Earl 等 (2013))

2. 大气运动阻力变化的影响

如前文所述, 观测陆地地表风速在近几十年来出现了显著减小, 但海表风速却出现了增加 (Tobin 等, 2014; Berrisford 等, 2015; Dunn 等, 2016), 这从一定程度上反映了陆面拖拽阻力的变化对地表风速等影响。Vautard 等 (2010) 认为北半球陆地地表风速减弱的 25–60 % 可以由地表粗糙度变化解释。Wever (2012) 发现欧洲地表粗糙度变化可以解释欧洲 1981–2009 年地表风速减弱的 70 %。由于地表粗糙度观测数据的缺乏, 地表粗糙度如何变化以及其对地表风速的影响难以直接考察, 因而很多研究者采用了一些间接方式进行研究。例如, 比较再分析资料 (如 NCEP/NCAR) 与观测资料的差别来分析土地利用变化的影响 (Kalnay 和 Cai, 2003; Zha 等, 2017), 比较城市与乡村站点风速变化来考察城市化的影响 (Klaić 等, 2002; Guo 等, 2011), 也有利用数值试验来研究土地利用变化的影响 (Vautard

等, 2010; Zha 等, 2019)。

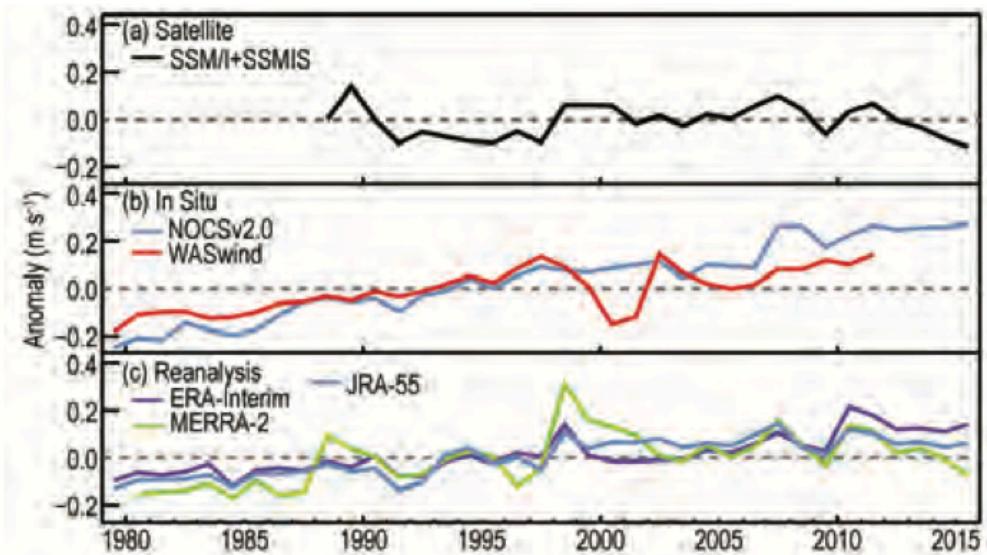


图 1.3 海表风速变化。a) 卫星资料, b) 观测资料, c) 再分析资料。(来源: Dunn 等 (2016))

Figure 1.3 Changes in ocean surface winds. a) Satellite, b) In situ observation, c) Reanalysis.

(Source: Dunn 等 (2016))

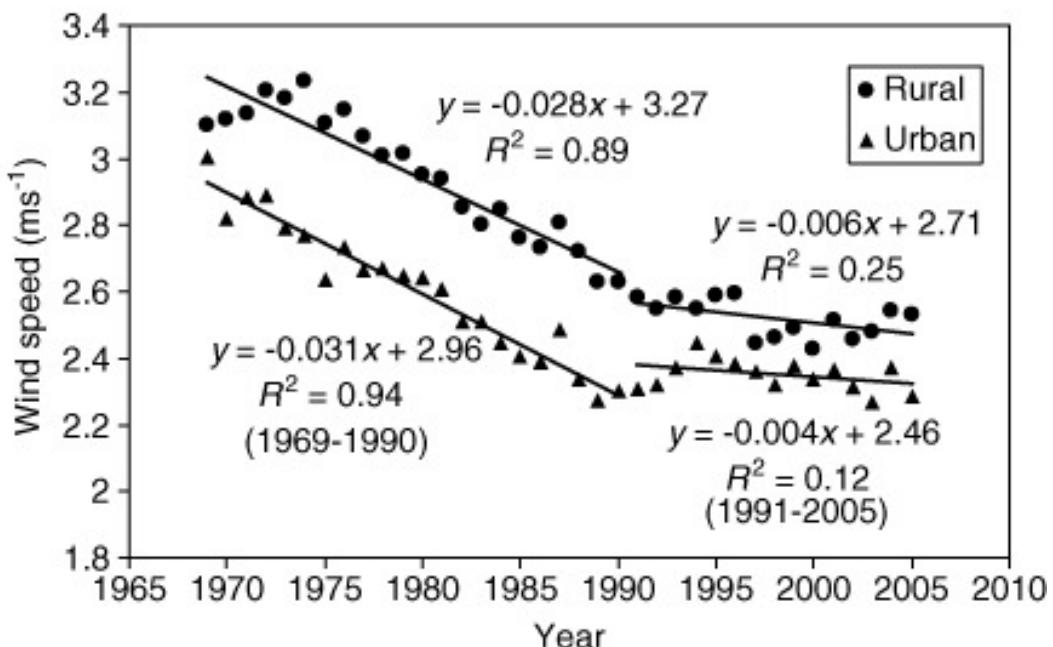


图 1.4 中国城市与乡村风速变化, 圆圈代表乡村站点风速, 三角代表城市站点风速。(来源: Guo 等 (2011))

Figure 1.4 Wind speed evolution in urban and rural stations in China, circles denote rural station wind speeds, triangles denote urban station wind speeds . (Source: Guo 等 (2011))

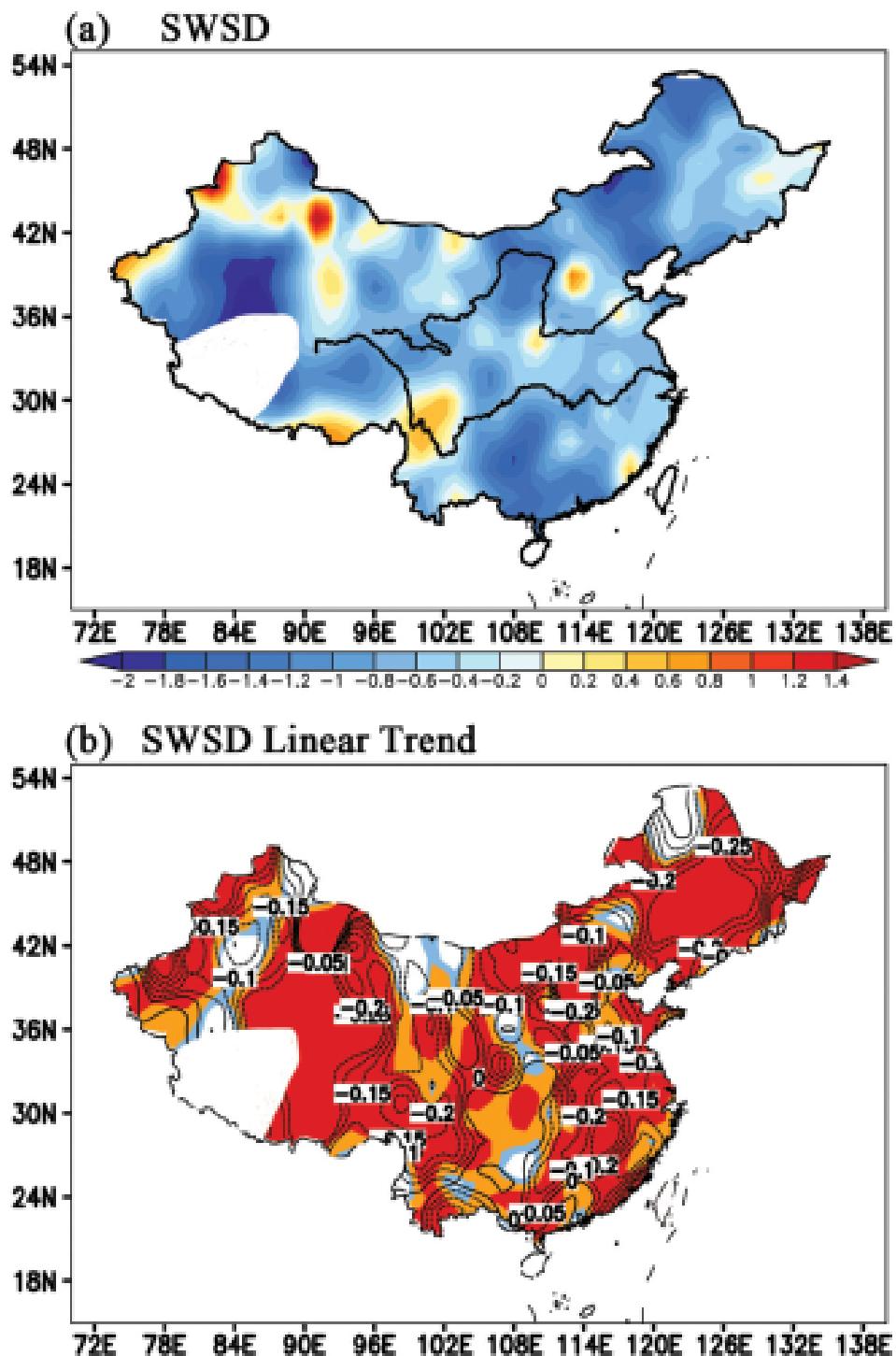


图 1.5 中国观测与再分析地表风速的差别。a) 观测减 ERA-Interim, b) 观测减 ERA-Interim 的线性趋势。蓝色、黄色、红色区域分别代表显著性水平超过 90 %、95 % 和 99 % (来源: [Zha 等 \(2017\)](#))

Figure 1.5 Observations minus reanalysis surface wind speeds over China. a) Observation minus ERA-Interim, b) Linear trends of observation minus ERA-Interim. Blue, yellow, and red area denote that the significance levels outreach 90 %, 95 %, and 99 %, respectively. (Source: [Zha 等 \(2017\)](#))

地表附近大气稳定度的变化会影响高层动量向下传递，从而影响地表风速。有研究表明，气溶胶和温室气体的变化可能改变大气稳定度 (Ramanathan 等, 2005; Bichet 等, 2012)。气溶胶对于太阳辐射等吸收和反射会减少到达地面的短波辐射，从而增加大气稳定度。Bichet 等 (2012) 利用数值试验发现气溶胶增加使得印度和中国的地表风速分别减少了 0.13 m s^{-1} 和 0.03 m s^{-1} 。温室气体会使得不同层次的大气不均匀增温，从而改变大气的稳定度 (Santer 等, 2011)。Bichet 等 (2012) 的数值试验也探究了温室气体浓度对于地表风速的影响，但发现这种影响在 1950 年后并不显著。

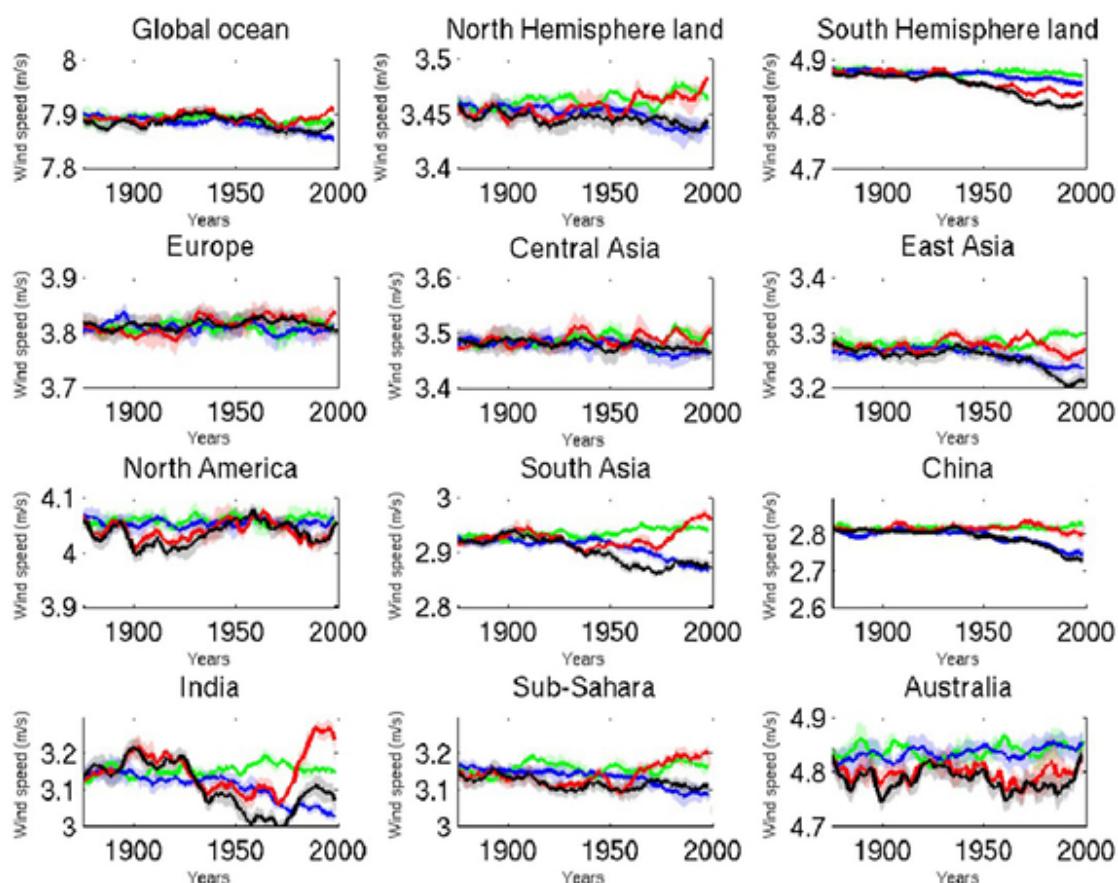


图 1.6 外强迫对地表风速等影响。黑线为控制试验，即包含所有外强迫，红线为气溶胶不变的情况，蓝线为海表温度保持不变的情况，绿色为气溶胶和海表温度均保持不变的情况 (来源: Bichet 等 (2012))

Figure 1.6 Impact of external forcings on surface wind speed. Black line denotes control run, namely model run with all external forcings, red line denotes model run with aerosol remains unchanged, blue line denotes model run with sea surface temperature remains unchanged, and blue line denotes model run with aerosol and sea surface temperature remain unchanged. (Source: Bichet 等 (2012))

3. 其他因素的影响

不可否认的是，一些人为因素同样会影响到观测的风速趋势，其中最主要的是观测仪器、规范以及观测环境的改变。McKee 等 (2000) 指出，美国 1990 年左右安装的 ASOS 观测系统会使得大风风速相比之前的观测偏大，而小风风速偏小。刘学锋 等 (2012) 发现，台站障碍物视宽角对中国 1971-2002 年间地表风速趋势对贡献达到了 1/3。

1.2.3 风能资源评估与变化

Archer 和 Jacobson (2005) 利用全球 7753 个地面观测站和 446 个探空观测站资料，计算了 2000 年全球的风能资源，发现风能资源总量相当于目前全球总用电量的约 35 倍，即约 600PWh。Lu 等 (2009) 利用模拟的风场资料计算了 2006 年全球未被林地、冰川覆盖，城市以外地区的风能资源，发现其总量超过当年全球总用电量的 200 倍，全球总能源消耗的 25 倍。一些工作评估了未来气候变化对于风能资源的可能影响，Pryor 和 Barthelmie (2011) 利用 CMIP5 全球气候模式未来情景预估，使用区域气候模式降尺度之后发现，美国的近地面风能资源没有显著变化。Karnauskas 等 (2018) 发现，在未来预估情景下，北半球中纬度风能资源会减小，而热带地区和南半球风能资源会增加。

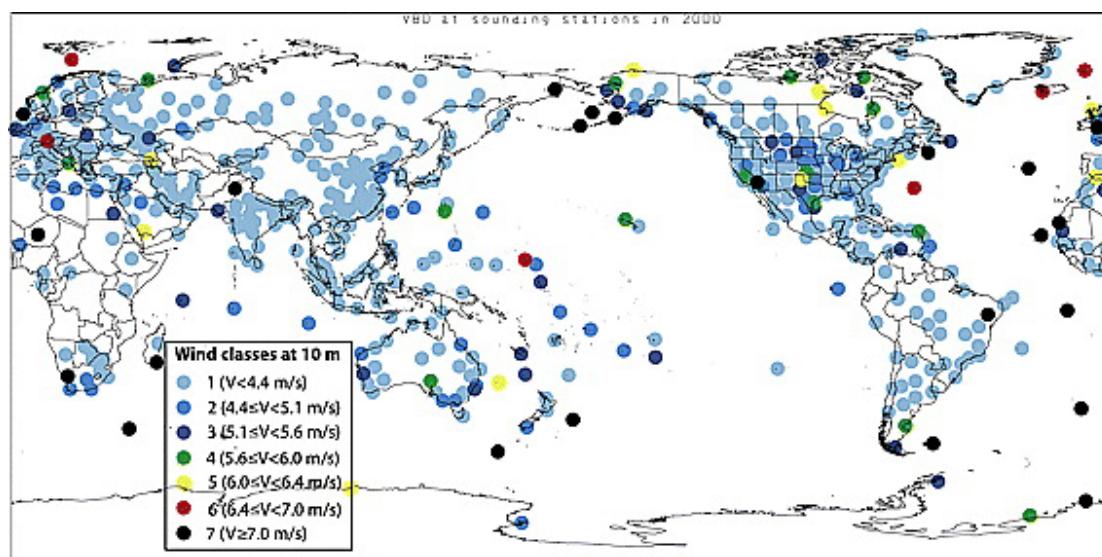


图 1.7 2000 年风能资源分布。(来源: Archer 和 Jacobson (2005))

Figure 1.7 Spatial distribution of wind energy resources in 2000. (Source: Archer 和 Jacobson (2005))

1.3 论文主要内容

从前面的回顾可以看出，陆地地表风速减弱是一个在全球普遍发生且颇为显著的现象，环流、温度、地表粗糙度等因素均可能对地表风速的变化产生影响。本文旨在于对大尺度陆地地表风速长期变化的相关问题做一个系统梳理，试图对以下问题作出回答：

1. 大尺度陆地地表风速的趋势，年代际变化有何特征？在不同区域，不同季节有何差别？
2. 大尺度陆地地表风速长期变化的背后的原因是什么？什么因素占主导作用？
3. 大尺度陆地地表风速长期变化对于风能资源有何影响？尤其对于风能资源较为丰富，有开发价值的地区的影响如何？

由此，本文拟解决的主要科学问题如下：

1. 北半球陆地地表风速长期变化的时空特征

本文的分析主要以观测资料为基础，由于前期研究表明南半球高质量且长时间的地表风速序列较少，因而将主要研究区域选定为北半球。本文将北半球分为北美洲、欧洲、亚洲三个区域，对北半球总体状况和三个区域分别进行了分析，考察了陆地地表风速的长期趋势和年代际变化，以及在不同百分位，不同季节，不同高度的差别。由于仪器更换等人为误差的影响，观测地表风速长期变化存在不确定性，本文对比观测与多套再分析资料分析了这种不确定性。

2. 北半球陆地地表风速变化的机理

如前文所述，陆地地表风速变化的原因主要分为大气运动驱动力的变化和大气运动阻力的变化。本文从这两个方面出发，全面考察这两类变化的影响，包括海平面气压场、环流系统、大尺度海温、城市化、植被变化、大气稳定度等。

3. 北半球陆地地表风速长期变化对风能资源的影响

本文利用地面观测资料首先分析了北半球近 38 年来的风能资源整体状况，并筛选出了适于进行风能资源开发的地区，然后分析了陆地地表风速长期变化对风能资源的影响，特别是对于适于风能资源开发地区的影响。另外分析了全球气候模式对风能资源长期变化的模拟能力，以此作为评估全球气候模式风能资源预估可靠性的参考。

论文章节安排如下：

第1章 绪论

第2章 北半球陆地地表风速长期变化的时空特征

第3章 大气运动驱动力变化对陆地地表风速长期变化的影响

第4章 大气运动阻力变化对陆地地表风速长期变化的影响

第5章 北半球陆地地表风速长期变化对于风能资源的影响

第6章 总结和展望

第2章 北半球陆地地表风速长期变化的时空特征

2.1 引言

如第1章所述，近几十年来，全球陆地地表风速出现了普遍下降，平均趋势约为 -0.08 m s^{-1} 每十年（参见表 1.1）。同时，不同区域的风速长期趋势又有显著的差别，例如，中国在 1971-2008 年平均风速趋势为 -0.12 m s^{-1} 每十年（Yin 等, 2010），而印度在 1971-2002 年平均风速趋势却达到了 -0.27 m s^{-1} 每十年（Mcvicar 等, 2012）。此外，同一区域不同时间段的趋势也可能会有差别，例如，西班牙在 1961-2001 年间平均风速趋势为 -0.014 m s^{-1} 每十年，而在 1979-2008 年间平均风速趋势为 -0.006 m s^{-1} 每十年（Azorinmolina 等, 2014）。不同季节间的风速趋势差别可能同样不可忽略，例如，韩国 1954-2003 年间风速变化最快的季节为春季，达到 -0.19 m s^{-1} 每十年，而变化最慢的季节为夏季，为 -0.10 m s^{-1} 每十年（Kim 和 Paik, 2015）。因而，为了对北半球陆地地表风速长期变化有完整的把握，本章将全面考察不同区域，不同年代和不同季节的状况。

长时间的气候资料会不可避免的受各种人为因素的影响，出现不均一的情况。通常，处理这种序列不均一的方法有两种：第一是通过严格的质量控制，剔除不均一的站点（Vautard 等, 2010; Zeng 等, 2019）；另一种是通过均一化方法，将本来不均一的序列变为均一的序列（Wan 等, 2010; Azorinmolina 等, 2014）。第一种方法通常会使得可以用于分析的观测序列大大减少，但保存了原始观测序列的信息；第二种方法能最大限度的保持观测序列的数量，但均一化方法本身依赖于一系列假设条件和高质量的参考序列，在实际操作中很难被满足，因而均一化过程本身的不确定性也不可忽略。本章内容使用了第一种方法来降低观测序列的不均一性对分析结果的影响。另外，再分析资料相对观测资料有更好的均一性，本章使用了多套再分析资料风场与观测资料进行对比来评估风速长期变化的不确定性。

2.2 资料和方法

本章中使用了以下 2 套地面观测数据：

1. NCEI-ISD 数据集（Smith 等, 2011）由美国大气海洋局（NOAA）制作，包

含从全球超过 100 个数据源获得的小时地面观测资料，总共有超过 35000 个站点，其中 14000 个站点目前在每日上传数据。此数据集本身通过 54 种质量控制算法进行检测，包括有效性检验、极端值检验、内部一致性检验（与本站同一种观测数据进行比较）和外部一致性检验（与本站其他观测数据进行比较）。本章选取了 1979-2016 年地表风速数据进行研究，为了保证数据质量，另外增加了以下数据质量控制步骤：

- (a) 剔除站点水平迁移超过 0.02 度（约 2 km）或垂直迁移超过 20 m 的站点。
- (b) 剔除未通过 NCEI-ISD 质量控制的数据，将剩余数据处理成日平均值。
- (c) 剔除存在较多缺测站点：首先，剔除一年中数据少于 360 天的年份；然后，剔除缺测年份多于序列长度 10% 的站点（本研究序列长度为 38 年，即剔除缺测超过 3 年的站点）。

2. 中国地面气候资料日值数据集 (V3.0) 由中国气象数据服务中心 (CMDC) 制作，包含 824 个地面观测站点。此数据集进行了多项质量控制，包括极端值检验，内部一致性检验，外部一致性检验和人工检查。本章选取了 1979-2016 年地表风速数据，为了保证数据质量，进行了额外的质量控制步骤，方法与 NCEI-ISD 类似。经过严格质量控制后，NCEI-ISD 剩余 785 个站点序列，中国地面气候资料日值数据集 (V3.0) 剩余 351 个站点序列。NCEI-ISD 原本包含了中国的站点，然而中国参与国际交换的站点仅有 194 个，所以使用中国地面气候资料日值数据集 (V3.0) 对中国地面观测序列进行补充。一致性检验表明两套数据在中国地表风速有较好的一致性。将两套数据合并，剔除掉 98 个重复的站点，形成一套包含全球 1038 个站点的高质量风速数据，命名为 NCEI-CMDC 集合数据集。本章 2.3 节中所有的分析均是基于这套数据。由于这要数据所包括的站点超过 90% 坐落于北半球，因而对于这套数据中对所有站点的分析主要体现的是北半球的状况。

本章中使用了以下 5 套再分析数据集与观测数据进行对比：

1. NCEP/NCAR 再分析资料 ([Kalnay 等, 1996](#)) 的水平分辨率为 2.5×2.5 度，有 28 个垂直层次。其地表粗糙度的数据不随时间变化，且陆地地表风速未被同化，10 m 风速是由模式最底层的风速根据 Monin-Obukhov 相似理论外插得到。NCEP/NCAR 使用的模式在近地面 100 hPa 内有 5 个垂直层次，最底层为 $\sigma = 0.995$ 。本章研究使用了 6 小时分辨率 10 m U、V 风场资料。

2. NCEP-DOE 再分析资料 (Kanamitsu 等, 2002) 的水平分辨率为 1.9×1.9 度, 垂直层次与 NCEP/NCAR 相同, 为 28 个。其同化的数据也与 NCEP/NCAR 一致, 只是算法上有所改进。与地表风速相关的改进包括地形平滑和边界层参数化方案以及土壤湿度的参数化。10 m 风速的获得与 NCEP/NCAR 一致。本章研究使用了 6 小时分辨率 10 m U、V 风场资料。

3. ERA-Interim 再分析资料 (Dee 等, 2011) 的水平分辨率为 0.75×0.75 度, 60 个垂直层次。其同化了海表风速, 但没有同化陆地地表风速。10 m 风速同样是由模式最底层的风速根据 Monin-Obukhov 相似理论外插得到。本章使用了 6 小时分辨率 10 m U、V 风场资料。

4. MERRA-2 再分析资料 (Molod 等, 2014) 的水平分辨率为 0.5 纬度 \times 0.625 经度, 72 个垂直层次。其同化了海表风速, 但没有同化陆地地表风速。10 m 风速的计算方式与前面提到的几套再分析资料类似。本章使用了 1 小时分辨率 10 m U、V 风场资料。

5. JRA-55 再分析资料 (Kobayashi 等, 2015) 的水平分辨率为 1.25×1.25 度, 60 个垂直层次。JRA-55 同化了陆地地表风速资料, 但仅用于近地面层 (screen level) 的分析, 不会用于大气模式。10 m 风速的由模式最底层风速根据单变量二维最优差值得到。本章使用了 6 小时分辨率 10 m U、V 风场资料。

本章中线性趋势的计算使用基于最小二乘方法的线性回归, 计算方法如下:

建立线性回归模型:

$$y = \beta_0 + \beta_1 x + \varepsilon \quad (2.1)$$

其中 β_0 和 β_1 为回归系数 (β_1 即为“趋势”), x 为回归量, y 为回归子, ε 为残差, 为使得残差平方和最小,

$$\boldsymbol{\beta} = (X^T X)^{-1} X^T Y \quad (2.2)$$

X 为回归量矩阵, $\boldsymbol{\beta}$ 为回归系数向量, Y 为回归子向量。

统计显著性检验使用双侧 t 检验。突变点检测使用滑动 t 检验, 人为设置某一时刻为基准点, t 统计量计算方法为:

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{s \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \quad (2.3)$$

其中，

$$s = \sqrt{\frac{n_1\sigma_1^2 + n_2\sigma_2^2}{n_1 - n_2 - 2}} \quad (2.4)$$

\bar{x}_1 、 \bar{x}_2 分别为基准点前后子序列均值， σ_1 、 σ_2 为子序列标准差， n_1 、 n_2 为子序列样本数量，对比 t 统计量与 t 分布临界值大小确定突变点的显著性水平。

2.3 北半球陆地地表风速长期变化特征

2.3.1 陆地地表风速长期变化的原因

对 NCEI-CMDC 地表风速的年平均值进行线性回归，得到全球（主要是北半球）1979-2016 年陆地地表风速的长期趋势。结果发现，全球有 73% 的站点风速出现了下降趋势，其中有 67% 显著下降 ($p < 0.01$)，中位数风速趋势为 -0.081 m s^{-1} 每十年。将大部分观测站点分布的北半球分为三个区域：北美洲 ($20 - 55 \text{ N}, 50 - 140 \text{ W}$)，欧洲 ($30 - 70 \text{ N}, 20 \text{ W} - 50 \text{ E}$) 和亚洲 ($0 - 55 \text{ N}, 50 - 150 \text{ E}$) 分别进行分析，得到这三个地区中位数风速趋势分别为 $-0.075, -0.105$

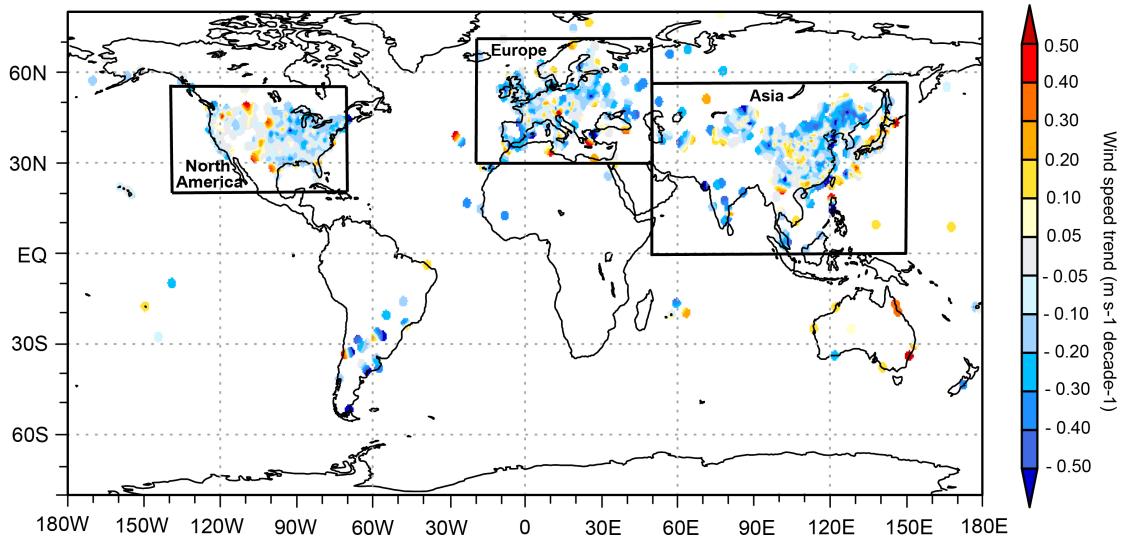


图 2.1 全球年平均风速长期趋势 (m s^{-1} 每十年)。图中三个框出的区域的范围分别为：北美 $20-55 \text{ N}, 50-140 \text{ W}$ ；欧洲 $30-70 \text{ N}, 20 \text{ W} - 50 \text{ E}$ ；亚洲 $0-55 \text{ N}, 50-150 \text{ E}$ 。

Figure 2.1 Long-term linear trends of annual mean wind speed across the globe (in $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$). The spatial ranges of the framed areas are North America $20-55 \text{ N}, 50-140 \text{ W}$, Europe $30-70 \text{ N}, 20 \text{ W} - 50 \text{ E}$, Asia $0-55 \text{ N}, 50-150 \text{ E}$.

和 -0.075 m s^{-1} 每十年，即在38年中分别累计变化了 -6.5% ， -9.6% 和 -11.2% 。值得一提的是，中国的中位数风速趋势为 -0.110 m s^{-1} 每十年，累计变化 -17.5% （图2.1）。这些结果与前人的研究具有较高的一致性（第1章表1.1）。这里使用中位数而不是平均数，因为中位数相比平均数具有更好的鲁棒性，即更不容易受到极端值的影响，因而更适合于反映一个区域整体的状况，以下的许多分析也是基于中位数来进行。

不同地区的地表风速长期趋势表现出了较大的差别。在北美洲，美国中北和东北地区风速下降最为明显，大部分站点趋势值小于 -0.1 m s^{-1} 每十年；与之相对的，美国落基山脉地区多数站点风速趋势接近为0，个别站点出现了风速增强的情况；美国西海岸一线表现出了一定程度的风速下降，多数站点在 $-0.2 \sim -0.05 \text{ m s}^{-1}$ 每十年。在欧洲，西欧地区（欧洲分区见图2.2）有较为明显的风速下降；中欧地区，奥地利和斯洛文尼亚有较为明显风速上升，波兰中部风速有较为明显的下降，其他大部分地区没有明显的风速趋势；南欧地区，西班牙和葡萄牙风速有明显的上升；东欧地区大部分站点都表现了较为明显的风速下降。亚洲地区，印度风速下降明显，大部分站点趋势值小于 -0.2 m s^{-1} 每十年；中国风速下降明显的地区是中国东北、华北和西北地区，中部地区部分站点风速有一定程度上

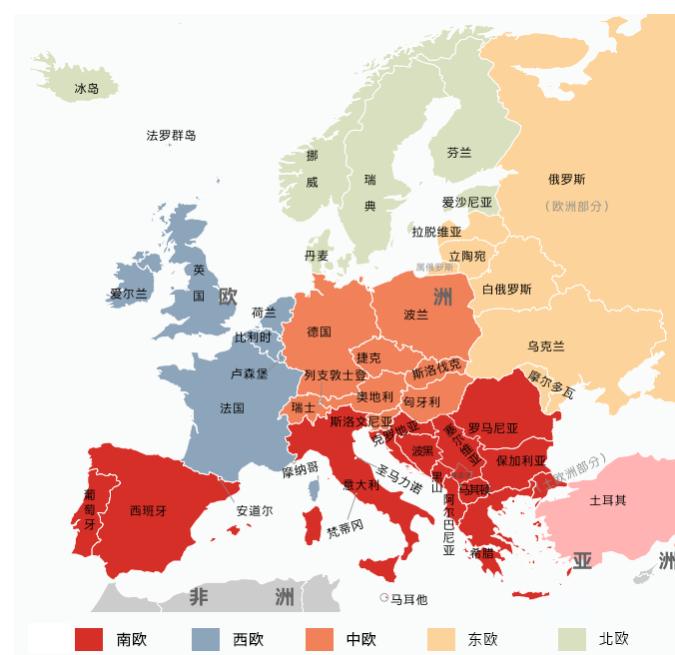


图2.2 欧洲分区图

Figure 2.2 European Zoning Map

升；日本风速部分站点风速明显下降，部分站点风速明显上升，二者数量大致相同（图 2.1）。

2.3.2 百分位风速长期线性趋势

不同百分位风速变化也有不同特点。全球平均来看，大风下降快于小风（图 2.3 d），表 2.1）。各大洲分别来看，在北美洲，低百分位风速（即小风）下降快于高百分位风速（即大风）。5 - 40 百分位风速的趋势约为 -0.083 m s^{-1} 每十年，而 80 百分位风速趋势为 -0.072 m s^{-1} 每十年，95 百分位仅为 -0.04 m s^{-1} 每十年。其中有部分原因可能是美国 1990 年代安装的 ASOS 观测系统测量的大风比之前观测系统偏大，而小风偏小 (McKee 等, 2000)。然而，在北美百分位风速演变中并未看到 1990 年代各百分位有显著变化，说明观测仪器变化的影响不是非常明

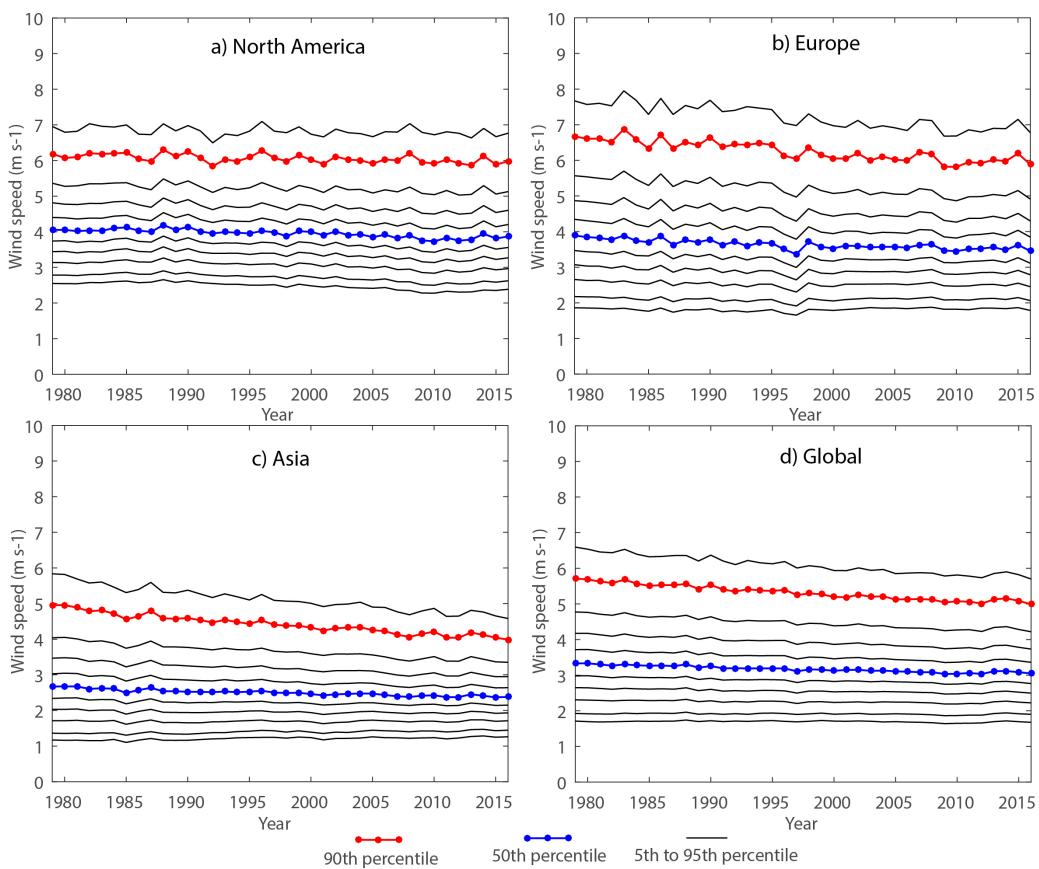


图 2.3 百分位风速的演变 (m s^{-1})。a) 北美洲, b) 欧洲, c) 亚洲, d) 全球。红色为 90 百分位，蓝色为 50 百分位，黑色为 5、10、20、...、80、90、95 百分位。

Figure 2.3 Evolution of wind speeds at different percentiles (in m s^{-1}). a) North America, b)Europe, c)Asia, d)Global. Red line denotes winds at 90 percentile, blue denotes 50 percentile, black denotes 5, 10, 20, ..., 80, 90, 95 percentile.

显(图2.3 a), 表2.1)。在欧洲, 风速越大越趋向于减弱。5百分位风速略有上升, 为 0.008 m s^{-1} 每十年, 从10百分位开始风速出现下降, 到50百分位趋势达到了 -0.093 m s^{-1} 每十年, 90百分位下降速度超过了50百分位的两倍, 达到了 -0.218 m s^{-1} 每十年(图2.3 b), 表2.1)。亚洲的情况与北美洲类似, 5-20百分位风速略有上升趋势, 而从30百分位开始风速开始下降, 50百分位趋势达到 -0.074 m s^{-1} 每十年, 90百分位达到 -0.237 m s^{-1} 每十年(图2.3 c), 表2.1)。因为风力发电机只可以利用较大的风速进行, 通常需超过 3 m s^{-1} , 因而在欧洲和亚洲出现的大风减弱更快的状况对风力发电十分不利。

表2.1 全球及各大洲百分位风速趋势(m s^{-1} 每十年)**Table 2.1 Global and regional wind speed trends at different percentiles (in $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$)**

地区	北美洲	欧洲	亚洲	全球
5th	-0.084	0.080	0.028	-0.010
10th	-0.084	-0.006	0.027	-0.008
20th	-0.083	-0.028	0.003	-0.023
30th	-0.082	-0.049	-0.021	-0.040
40th	-0.082	-0.071	-0.047	-0.057
50th	-0.082	-0.093	-0.074	-0.076
60th	-0.081	-0.114	-0.101	-0.095
70th	-0.078	-0.141	-0.134	-0.118
80th	-0.072	-0.171	-0.174	-0.177
90th	-0.057	-0.218	-0.237	-0.184
95th	-0.040	-0.261	-0.296	-0.222

2.3.3 四季风速长期线性趋势

将一年划分为四个季节, 分别是春季(3-5月)、夏季(6-8月)、秋季(9-11月)和冬季(12月至次年2月), 风速在不同季节的长期线性趋势有一定差异。全球平均来看, 平均风速和趋势的季节间差异明显, 春季平均风速最大同时下降最快(-0.089 m s^{-1} 每十年), 夏季平均风速最小同时下降最慢(-0.065 m s^{-1} 每十年)(图2.4 a))。在北美洲, 平均风速春季最大而夏季最小, 分别为 4.5 m s^{-1} 和 3.75 m s^{-1} 。风速在四季均出现了下降, 秋季下降最快, 达到 -0.094 m s^{-1} 每十年(季节平均风速长期趋势的空间中位数, 本段以下所提到的趋势均是此种方法

计算), 而夏季最慢, 为 -0.073 m s^{-1} 每十年。归一化风速趋势上 (即趋势/气候态), 秋季为 -2.2% 每十年, 为四季中最快, 与之相对, 春季为 -1.7% 每十年, 为四季中最慢。空间分布上四季差异不明显 (图 2.4 b), 图 2.5)。在欧洲, 平均风速冬季最大 (4.07 m s^{-1}) 而夏季最小 (3.5 m s^{-1})。风速同样在四季都呈下降趋

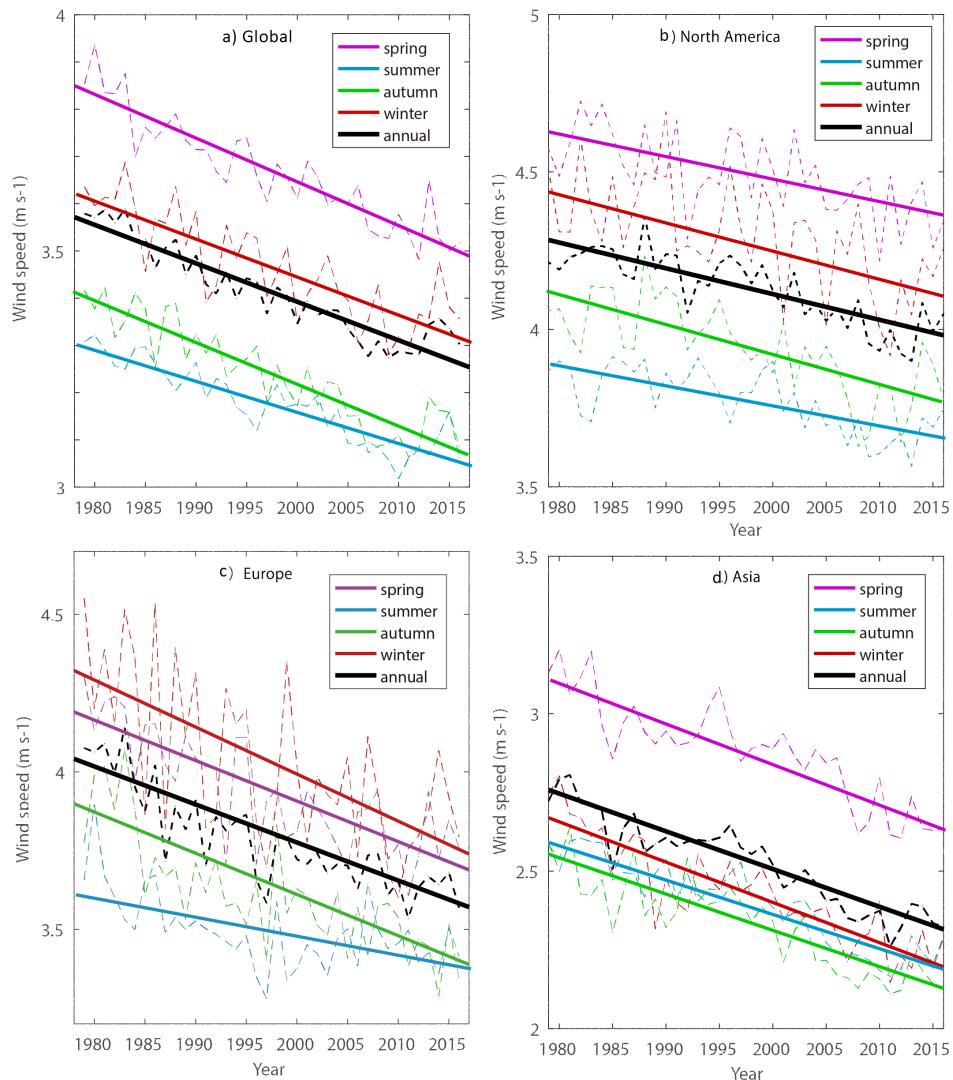


图 2.4 各大洲中位数风速趋势。a) 全球, b) 北美, c) 欧洲, d) 亚洲。紫色为春季, 蓝色为夏季, 绿色为秋季, 红色为冬季, 黑色为年平均。虚线为各年对应值, 实线为虚线的线性趋势。

Figure 2.4 Global and regional median wind speed trends. a)Global, b)North America, c)Europe, d)Asia. Purple color denotes spring, blue denotes summer, green denotes fall, red denotes winter, black denotes annual mean. Dash line denotes value for every year, soild line is linear trend line of dash line.

势，其中秋季下降最快，为 -0.12 m s^{-1} 每十年，夏季趋势最平缓，为 -0.072 m s^{-1} 每十年，归一化趋势四季分别为 -2.8% 、 -2.1% 、 -3.3% 和 -2.5% 每十年。空间分布上，东欧地区秋冬两季下降明显快于春夏，奥地利和斯洛文尼亚风速增加在春秋、冬季快于夏季，英国和北爱尔兰风速下降在秋季达到最大值而夏季最小（图2.4 c），图2.6）。在亚洲，春季平均风速显著大于另外三个季节，达到 2.8 m s^{-1} ，夏秋冬平均在 2.4 m s^{-1} 左右。四季风速趋势都为负值，其中春季下降最快，达到 -0.103 m s^{-1} 每十年，冬季最慢，为 -0.057 m s^{-1} 每十年，归一化风速趋势排序与此相同，即春季最快（ -3.9% 每十年）而冬季最慢（ -2.7% 每十年）。空间分布上，中国东北地区春季风速下降明显快于其他季节，中国中部地区的风速增加在夏季最为剧烈（图2.4 d），图2.7）。

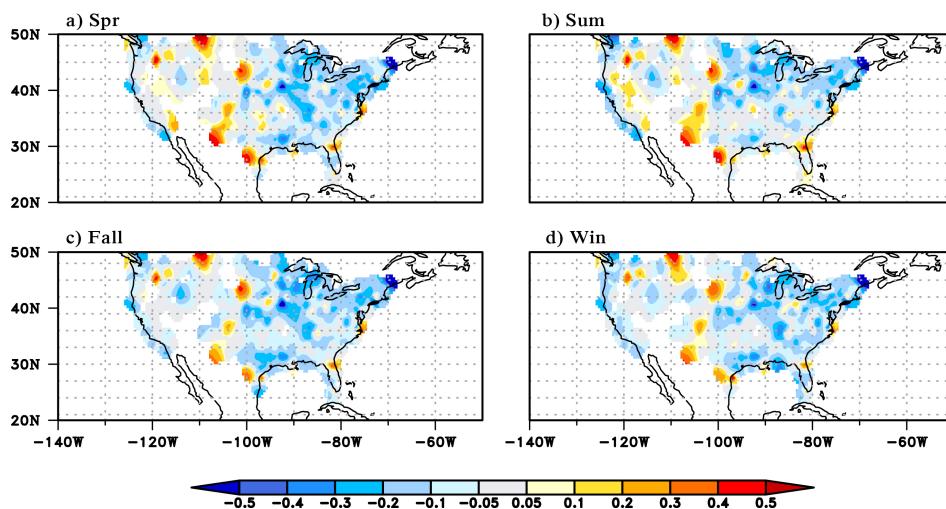


图2.5 北美四季风速长期趋势 (m s^{-1} 每十年)。a) 春季 (3-5月), b) 夏季 (6-8月), c) 秋季 (9-11月), d) 冬季 (12月-次年2月)

Figure 2.5 Long-term seasonal wind speed trends over North America (in $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$). a) Spring (March to May), b) Summer (June to August), c) Fall (September to November), d) Winter (December to next February).

2.3.4 不同海拔站点风速长期线性趋势

根据[国际气象组织 \(WMO\)](#) 观测规范，地面观测风速在地面以上 10 m 高度，现有的大部分常规地面风速观测都遵照此规范进行。然而，由于地形的起伏，实际观测的海拔高度有较大差别，最高海拔可以达到 5000 m 左右，而最低在海平面以下。对不同海拔的地表风速长期趋势进行分析，发现具有一定的倾向性。在北美洲，总共有 214 个站点，其中海拔在 500 m 以上的约为 20%，1000 m 以上

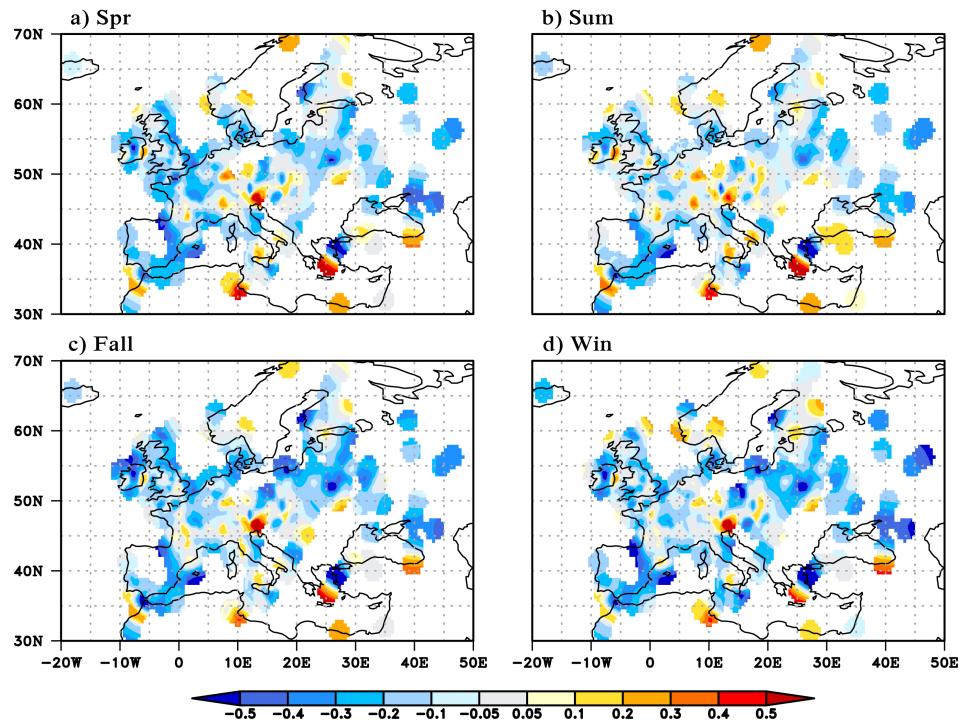


图 2.6 欧洲四季风速长期趋势。与图 2.5 类似。

Figure 2.6 Same as Figure 2.5, but for Europe.

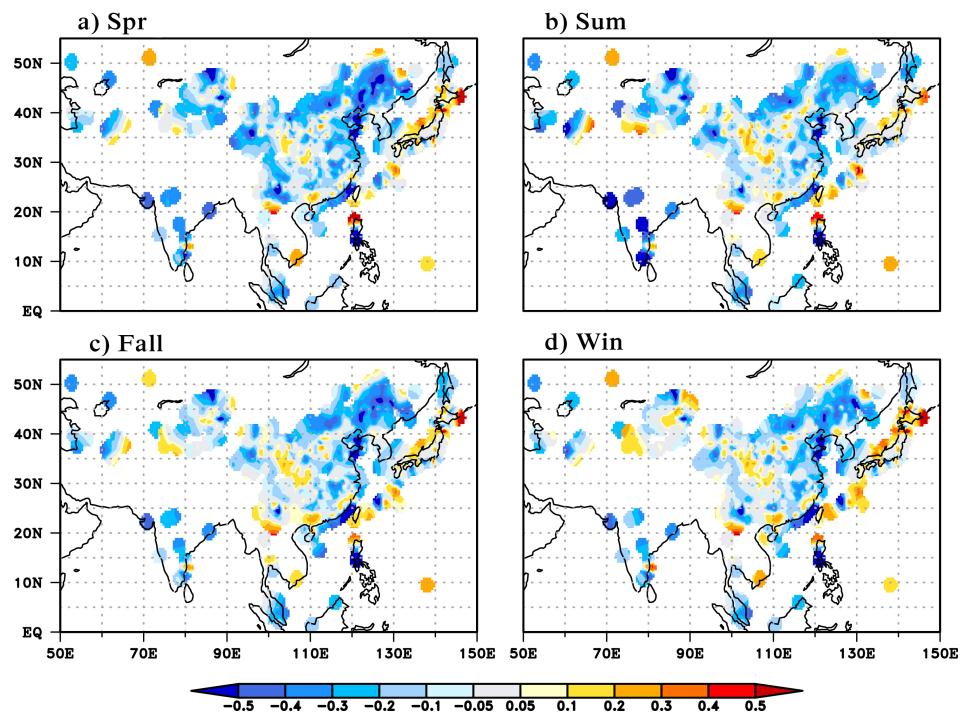


图 2.7 亚洲四季风速长期趋势。与图 2.5 类似。

Figure 2.7 Same as Figure 2.5, but for Asia.

的约 10%。随着海拔的增加，风速趋向于上升 ($p < 0.01$)，倾向率为 0.018% 每十年 (图 2.8 a))。在欧洲，绝大多数站点海拔在 500 m 以下，在总共 224 个站点中仅有 9 个海拔超过 500 m。与北美洲类似，欧洲风速趋势随海拔增加而趋向于正 ($p < 0.05$)，倾向率 0.0256% 每十年 (图 2.8 b))。在亚洲，由于青藏高原等大地形的存在，观测站海拔分布较为分散，在总共 531 个站点中，有约 20% 分布在 1000 m 以上，有 7% 在 2000 m 以上。然而，此区域风速趋势与海拔没有明显相关性 (图 2.8 c))。

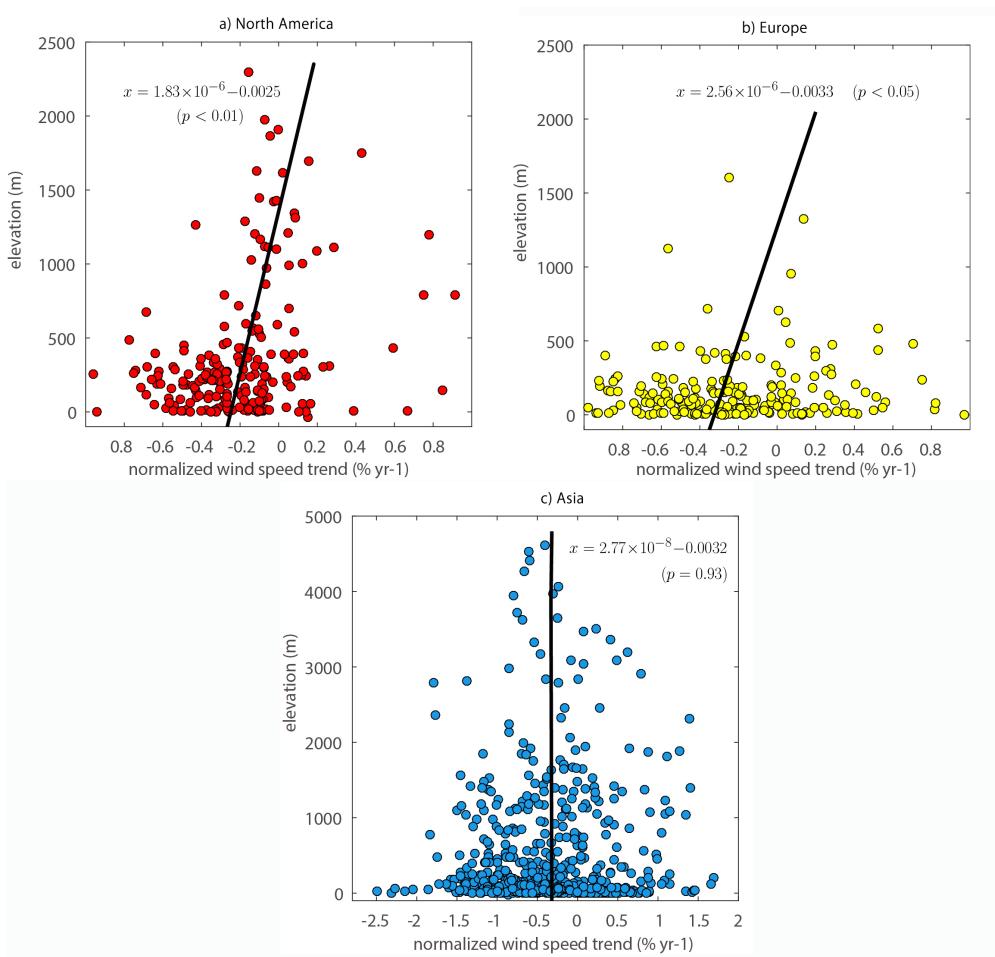


图 2.8 各大洲归一化风速趋势与海拔的关系。a) 北美洲, b) 欧洲, c) 亚洲。

Figure 2.8 Normalized wind speed trends versus elevation in every continent. a)North America, b)Europe, c)Asia.

2.3.5 风速年代际变化

全球以及各大洲陆地地表风速在不同年代际表现出了不同特征。全球平均来看，年平均风速趋势在 2007 年前后发生了一次显著变化 (滑动 t 检验去趋势序

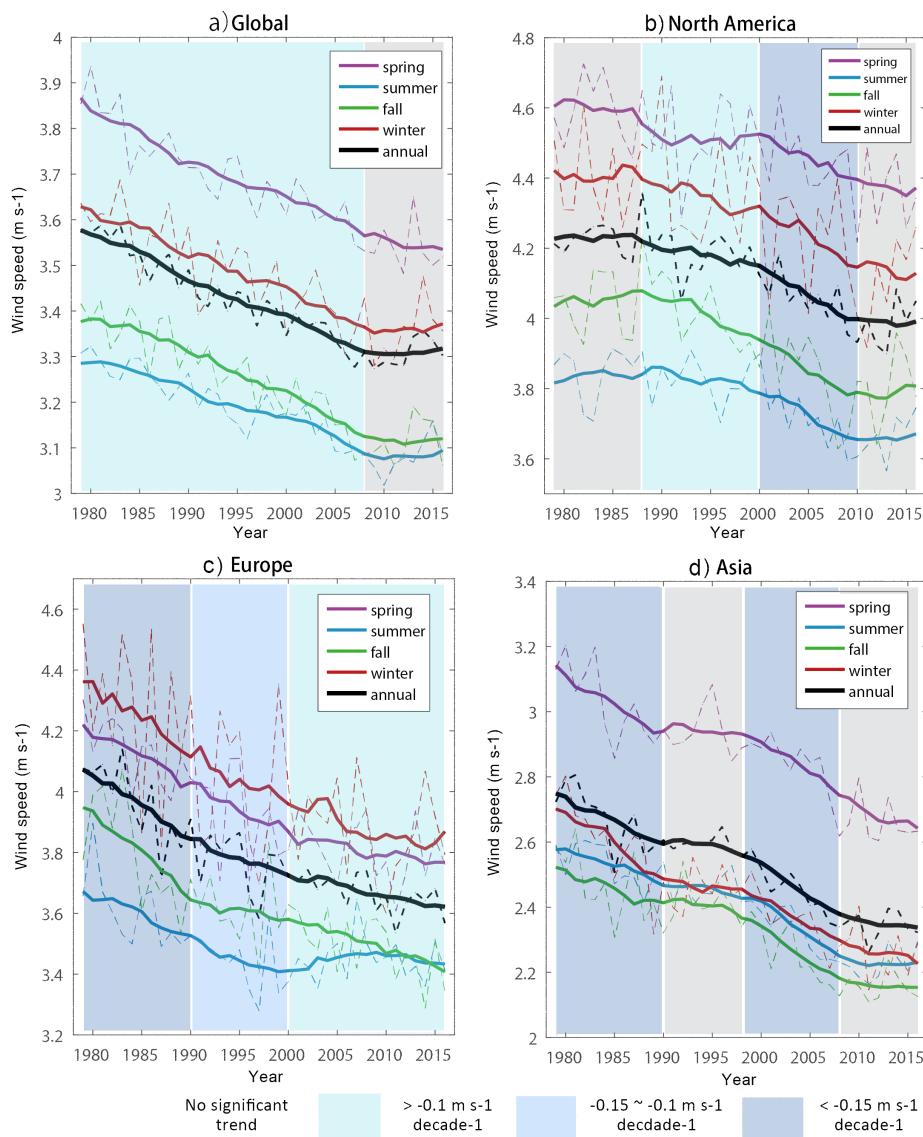


图 2.9 各大洲中位数风速年代际演变。a) 全球, b) 北美, c) 欧洲, d) 亚洲。紫色为春季, 蓝色为夏季, 绿色为秋季, 红色为冬季, 黑色为年平均。虚线为各年对应值, 实线为虚线 9 点平滑的结果。底色为灰色、浅蓝、蓝色、深蓝的时段分别代表年平均风速无明显趋势、慢速下降、中速下降和快速下降。

Figure 2.9 Decadal evolution of global and regional median wind speeds. a)Global, b)North America, c)Europe, d)Asia. Purple color denotes spring, blue denotes summer, green denotes fall, red denotes winter, black denotes annual mean. Dash line denotes value for every year, soild line is 9-point moving mean of dash line. Periods with grey, light blue, blue, dark blue represent time when annual mean wind speeds have no trend, go down slowly, go down with medium speed, go down sharply, respectively.

列 $p < 0.01$, 本段以下所提到年代际突变均采用此种方式计算得到), 1979-2007 年的趋势为 -0.092 m s^{-1} 每十年, 2007-2016 年无明显趋势。这种年代际变化由夏、秋、冬季贡献, 春季几乎没有体现出 2007 年后趋势减弱的现象(图 2.9 a))。在北美洲, 年平均风速大致经历了 1987 年前平稳时期(无明显趋势), 1987-2000 缓慢下降时期 (-0.059 m s^{-1} 每十年), 2000-2010 快速下降时期 (-0.160 m s^{-1} 每十年) 和 2010 年后平稳时期(无明显趋势)。1987 年前风速较为平稳和 2000-2010 年快速下降在四季均有体现, 而 1981-2000 四季表现差异较大, 2010 年后夏、秋季风速出现上升, 春、冬季风速继续下降(图 2.9 b))。在欧洲, 年平均风速经历了 1990 年前快速下降 (-0.254 m s^{-1} 每十年), 1990-2000 中速下降 (-0.131 m s^{-1} 每十年) 和 2000 年后缓慢下降 (-0.072 m s^{-1} 每十年) 三个时期。冬季风速突变点大致与年平均风速相同, 而春季和秋季经历了两个时期, 即快速下降和缓慢下降时期, 突变点分别在 2000 和 1993 年。夏季最为特殊, 2000 年前风速下降, 其后风速逐渐上升(图 2.9 c))。在亚洲, 风速在 1990 年前快速下降 (-0.190 m s^{-1} 每十年), 1990-1997 年趋于平稳(无明显趋势), 1997-2007 再次快速下降 (-0.206 m s^{-1} 每十年), 2007 年后再次趋于平稳(无明显趋势)。四季风速均与年平均风速年代际变化较为吻合(图 2.9 d))。

2.4 北半球陆地地表风速长期变化的不确定性分析

如第1章所述, 观测风速可能由于仪器更换、观测环境变化等, 不能反映出真实的变化, 尽管本章分析使用的风速序列经过了严格质量控制, 依然不能完全排除上述人为因素的影响。为此, 使用 NCEP/NCAR、NCEP-DOE、ERA-Interim、JRA-55 和 MERRA-2 等 5 套再分析资料再次计算陆地地表风速的长期变化, 并与观测进行对比。值得一提的是, 除 JRA-55 外, 其他 4 套再分析资料均没有同化陆地地表风速观测。以下分析基于 5 套再分析资料 10 m U, V 风场计算的年平均风速差值到观测点的结果。

2.4.1 风速趋势的不确定性

全球平均风速上, NCEP-DOE 风速明显偏大, 与其他 4 套再分析资料及观测相差大于 1 m s^{-1} , NCEP/NCAR、ERA-Interim 和 MERRA-2 非常接近, 且都略大于观测(差别约 0.5 m s^{-1}), 而 JRA-55 略小于观测(差别约 0.3 m s^{-1})。风速长期趋势上, NCEP-DOE 和 ERA-Interim 呈微弱上升趋势, 分别为 0.022 和 0.020

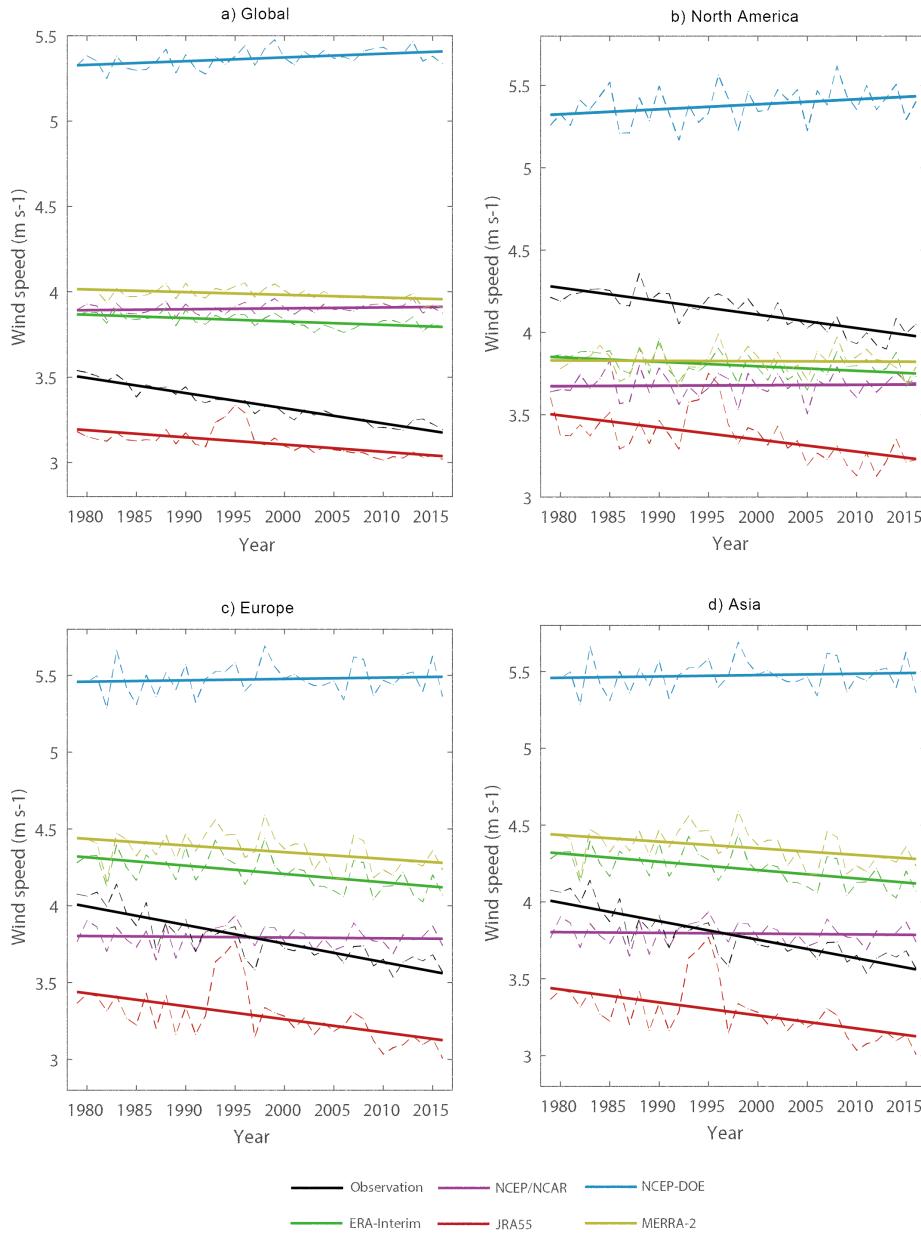


图 2.10 风速趋势不确定性。a) 全球, b) 北美洲, c) 欧洲, d) 亚洲。虚线为年均值, 实线为虚线的线性趋势。

Figure 2.10 Uncertainty in wind speed trends. a)Global, b)North America, c) Europe, d)Asia.

Dash line is annual mean value, solid line is linear trend line of dash line.

$m s^{-1}$ 每十年; NCEP/NCAR 无明显趋势; MERRA-2、JRA-55 都呈现出下降趋势, 分别为-0.016 和-0.042 $m s^{-1}$ 每十年, 然而它们的下降速度都不及观测 (-0.081 $m s^{-1}$ 每十年) (图 2.10 a))。在北美洲, 平均风速 NCEP-DOE 最大, 其他 4 套再分析资料均小于观测, JRA-55 最小。风速长期趋势上, NCEP-DOE 风速以 0.03 $m s^{-1}$ 每十年的趋势上升, MERRA-2 和 NCEP/NCAR 基本不变, ERA-Interim 和

JRA55 分别以-0.027 和-0.073 $m s^{-1}$ 每十年的趋势下降，观测风速趋势为-0.075 $m s^{-1}$ 每十年（图 2.10 b)。在欧洲，平均风速除 NCEP-DOE 偏大外，MERRA-2 和 ERA-Interim 略大于观测，JRA-55 略小于观测，NCEP/NCAR 与观测接近。风速趋势 NCEP/NCAR 与 NCEP-DOE 无明显趋势，其余 3 套再分析资料均呈下降趋势 (ERA-Interim: -0.054 $m s^{-1}$ 每十年, JRA-55: -0.085 $m s^{-1}$ 每十年, MERRA-2: -0.043 $m s^{-1}$ 每十年)，观测风速趋势为-0.105 $m s^{-1}$ 每十年 (图 2.10 c))。在亚洲，平均风速除 JRA-55 与观测接近外其他均大于观测，NCEP-DOE 差别最为显著 ($> 2 m s^{-1}$)。风速趋势 ERA-Interim、JRA-55、MERRA-2 和观测均为负值，分别为-0.014、-0.029、-0.025 和-0.075 $m s^{-1}$ 每十年，而 NCEP/NCAR 和 NCEP-DOE 无明显趋势 (图 2.10 d))。

2.4.2 风速年代际变化的不确定性

不同资料年平均风速年代际变化呈现的特点大不相同。全球平均来看，NCEP/NCAR 和 NCEP-DOE 在 1992-2000 年期间风速有上升，1992 年前和 2000 年后风速较为平稳；ERA-Interim 在 1995 年前缓慢下降，1995-2005 快速下降且下降速度与同期观测接近，2005 年后风速回升；MERRA-2 在 1997 年前风速上升而气候开始下降；JRA-55 在 1988 年前缓慢下降，与同期 ERA-Interim 下降速度几乎一致，1988-2001 年风速经历异常的极速上升，缓慢下降和异常的极速下降，后又快速下降，并且在 2001-2007 年下降速度与观测类似，其中 1990 年和 2000 年前后的极速上升和下降非常可能是由于 JRA-55 自身的错误所致，若将其扣除，JRA-55 在 1979-2016 年间均呈下降趋势，2000 年前下降较慢，其后下降较快 (图 2.11 a))。在北美洲，NCEP/NCAR 和 MERRA-2 风速始终较为平稳；NCEP-DOE 在 1994 年前和 2005 年后风速无显著趋势，1994-2005 年间风速逐渐上升；ERA-Interim 在 2003 年前风速下降而其后风速有上升趋势；JRA-55 若扣除 1990 和 2000 前后的异常变化，表现为 2000 年前缓慢下降，2000-2010 年快速下降，2010 年后趋于平稳，与观测非常接近 (图 2.11 b))。在欧洲，NCEP/NCAR 在 1988 年前风速缓慢下降，1988-1998 风速上升，1988-2005 风速再次缓慢下降，2005 年后趋于平稳；NCEP-DOE 与 NCEP/NCAR 年代际变化非常类似，不同之处在于 NCEP-DOE 在 1988 年前风速平稳；MERRA-2 年代际变化也与 NCEP/NCAR 几乎一致除了 1988-2005 风速下降快于 NCEP/NCAR；ERA-Interim 在 1995 年前风速较为平稳，其后风速快速下降；JRA-55 若扣除异常上升和下

降，在1990年前快速下降，1990-2000趋于平稳，其后又快速下降（图2.11c）。在亚洲，NCEP/NCAR在1998年前风速平稳，1998-2000风速上升，2000年后再次趋于平稳；NCEP-DOE前两个阶段与NCEP/NCAR接近，2000年后风速缓慢下降；ERA-Interim在1998年前风速缓慢下降，1995-2005缓慢上升后又缓慢下降，2005年后趋于平稳；MERRA-2在2000年前风速平稳，2000年后缓慢下降；JRA-55在1990年和2000年风速异常变化相对较小，扣除之后整体上体现为2000年前平稳，2000-2010缓慢下降，2010年后再次平稳（图2.11d）。

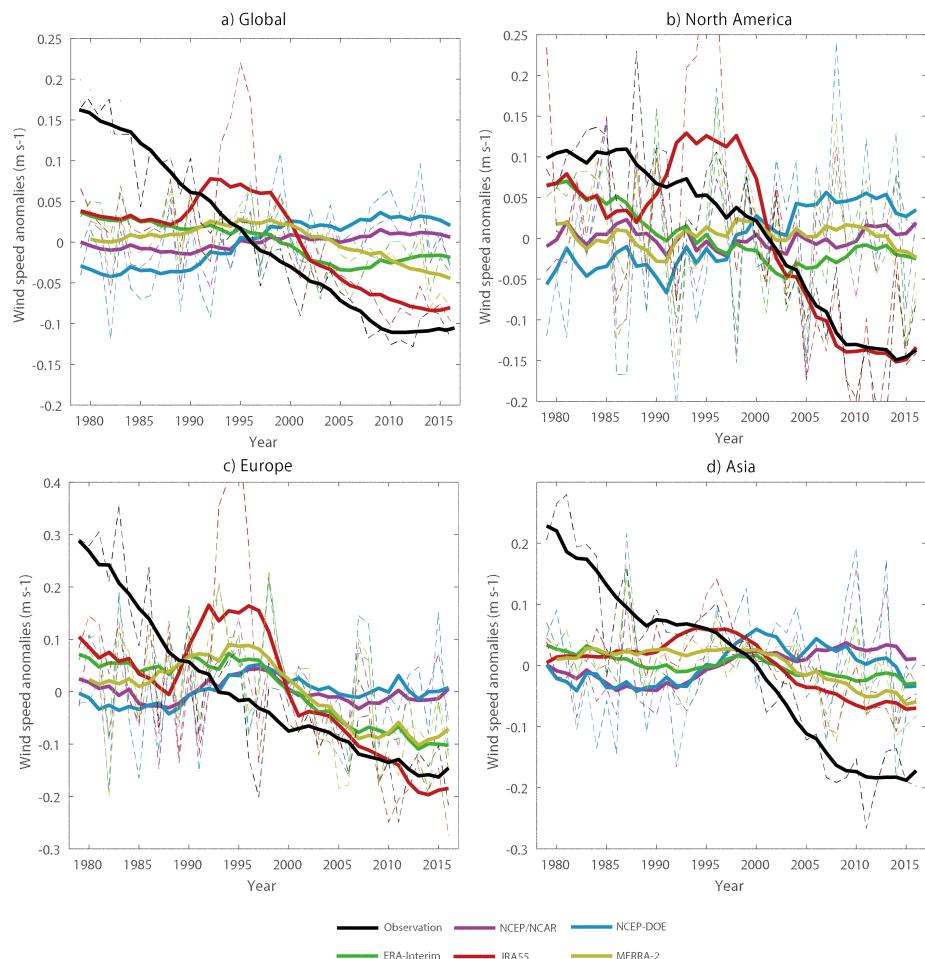


图2.11 风速年代际变化不确定性。a) 全球, b) 北美洲, c) 欧洲, d) 亚洲。虚线为年均值, 实线为虚线9点平滑后的结果。

Figure 2.11 Uncertainty in decadal changes of wind speed trends. a)Global, b)North America, c) Europe, d)Asia. Dash line is annual mean value, soild line is 9-point moving mean of dash line.

2.5 本章小结

本章利用观测数据分析了全球（由于数据绝大多数来源于北半球，所以主要体现的是北半球的特征）以及北美洲、欧洲和亚洲分别的陆地地表风速长期趋势和年代际变化，并讨论了其中的不确定性，得到以下结论：

1. 陆地地表风速减弱是全球（主要是北半球）普遍发生的现象，中位数风速趋势为 -0.081 m s^{-1} 每十年，北美洲、欧洲和亚洲分别为 -0.075 , -0.105 和 -0.075 m s^{-1} 每十年。
2. 风速趋势在不同百分位风速的表现有一定差别，总体来看，高百分位风速下降快于低百分位，但北美洲例外，其低百分位风速下降明显高于高百分位。
3. 风速趋势有明显的季节差异，总体来看，春季下降最快而夏季下降最慢。
4. 不同海拔的风速趋势有所差异，在北美洲和欧洲，海拔越高风速趋势越趋向于正，亚洲海拔与风速趋势无显著相关。
5. 风速有显著的年代际变化，总体来看，风速下降发生在 2010 年前，之后风速趋于平稳。
6. 使用 5 套再分析资料得到的中位数风速趋势从 0.022 m s^{-1} 每十年至 -0.042 m s^{-1} 每十年不等，年代际变化也有较明显的不一致性，其中唯一同化了陆地地表风速观测的再分析资料 JRA-55 与观测的长期变化最为接近。

第3章 大气运动驱动力变化对陆地地表风速长期变化的影响

3.1 引言

第2章全面分析了北半球陆地地表风速长期变化的时空特征，从本章开始探讨其背后的原因。如第一章所述，风速变化究其根本可以从大气运动驱动力的变化和大气运动阻力的变化两个方面来解释，本章将重点分析大气运动驱动力变化的影响。

垂直方向上来看，西风带大气运动的动量从高层向低层传递，并在地面被摩擦作用消耗掉。因此，了解高层大气风速变化对理解地表风速变化的原因非常重要。之前少有研究涉及风速的垂直变化，Vautard 等 (2010) 发现 1979-2008 年间北半球高层风速没有出现像地表风速一样的普遍减弱的情况，Lin 等 (2013) 发现 1960-2009 年间中国高层风速与地表风速变化存在一定的相似性，因而地表风速变化可以一定程度上由高层变化解释。本章将首先全面分析北半球自由大气各个层次的长期变化特征以及它们与地表风速长期变化的区别和联系。

气压场的变化与大气运动驱动力变化直接相关。Zhang 等 (2019) 利用简化的动力学模型分析发现海平面气压场变化是 1970 年以来北半球陆地地表风速月变化的主导因素，Wu 等 (2016) 发现海平面气压场可以很大程度上解释中国东部地区陆地地表风速的季节和年际变率。本章对全球冬季和夏季的海平面气压场长期趋势进行了分析，探究大尺度气压场变化对于陆地地表风速的影响。

环流系统的变化是大气运动驱动力变化的重要反映，大尺度海温同样会影响大气驱动力，而环流系统与大尺度海温两者的变化又通常相互联系。例如，NAO 的定义为 500hPa 位势高度场进行旋转经验正交分解 (REOF) 的第一模态，反映的是冰岛低压和亚速尔高压的强弱交替如跷跷板一般的变化 (Wallace 和 Gutzler, 1981)。诸多研究表明，NAO 变率可以对欧洲地表风速产生显著影响 (Beniston, 2005; Earl 等, 2013)，同时，NAO 变率受到大西洋海温的影响 (Frankignoul 和 Kestenare, 2005)。与 NAO 类似，AO 的变率也会影响大尺度陆地地表风速 (Chen 等, 2013)，也与海温有一定联系 (Yasunaka 和 Hanawa, 2002)。大尺度海温模态太平洋年代际振荡 (PDO) 也被认为与大尺度陆地地表风速变化有一定联系 (Fu 等, 2011)。本章同样分析了环流系统及大尺度海温变化对于北半球陆地地表风速的

影响。

3.2 资料和方法

本章研究使用了以下数据集：

IGRA V2 全球探空数据集 (Durre 等, 2006) 由 NOAA 制作，包含全球超过 2700 个探空站点的观测数据。此数据集进行了一系列质量控制，对可疑和错误数据进行了标记。本章研究选取了 1979-2016 年 850 hPa、700 hPa、500 hPa 和 200 hPa 风速数据进行分析。为了保证数据质量，剔除了所有被标记为可疑和错误的数据；剔除了 1981 年 1 月的所有数据，因为此时间段数据有较大问题 (Vautard 等, 2010)；若某站点在某年内在某个层次任意一个季节内有记录天数少于 45 天，则移除此站点当年在此层次所有数据，若此站点在此层次有记录年数少于 20 年，则移除此层次所有数据。经过质量控制后，850 hPa、700 hPa、500 hPa 和 200 hPa 分别剩余 558、578、559 和 527 个站点。本章中对流层风速相关分析均是基于此数据集。

高塔观测数据集由巴塞罗那超算中心 (BSC) 制作，包含全球 183 个观测塔数据。此数据集针对风速进行了 18 项数据质量检测，删除了错误数据。此数据集中包含的观测序列大多时间较短，在北美洲仅有 5 个站点有 30 年以上的观测长度，因而选择此 5 个站点分析地表以上 30 - 50 m 高度风速变化。由于此 5 个站点均不包含 10 m 标准高度的风速观测，因而选取 HadISD v3 (Dunn 等 (2012))，此数据集由第二章使用到的 NCEI-ISD 整理而成，不同于 NCEI-ISD 以时间为单位存储，即每月的数据存储在一个文件中，此套数据以站点为单位存储，即每个站点的数据存储在一个文件中，更易于少量站点数据的读取) 中与它们距离最近的站点风速进行对比。

HadSLP2r 全球海平面气压观测数据集 (Allan 和 Ansell, 2006) 由哈德莱中心 (Hadley Centre) 制作，包含 1850 年至今全球海平面气压场数据。此数据集使用 ICOADS 海洋观测数据和 2228 个陆地观测站数据，最终制作成 5×5 度格点数据，并由 NOAA PSD 转换成 NetCDF 格式提供[下载](#)。此套数据进行了一系列质量控制减少人为误差造成的影响。本章使用此数据集 1979-2016 年数据分析全球海平面气压场的长期趋势。

HadSST3 全球海表温度观测数据集 (Kennedy 等, 2011a,b) 由哈德莱中心制

作，包含 1850 年至今全球海表温度。此数据集使用 ICOADS、GST 和 ERDDAP 海洋观测数据，制作成 5×5 度格点数据。此数据集进行了一系列质量控制减少人为误差造成的影响。本章使用此数据集 1979-2016 年数据分析其与陆地地表风速序列的相关性。

中国气象局国家气候中心[百项气候系统指数集](#)整理了 130 项大气环流、海温和其他指数，其中涵盖了 ENSO、NAO、AO、PDO 等环流和海温指数。经过检查，发现其中 AO 指数与其他研究存在较大差别，因而没有使用，转而使用 NOAA 计算的[AO 指数](#)。本章中使用这些环流和海温指数与陆地地表风速进行对比，以找出它们之间的联系。

本章中计算线性趋势和统计显著性检验的方法与第二章相同。相关系数计算使用 Pearson 相关系数，计算方法如下：

$$r = \frac{\text{cov}(A, B)}{\sigma_A \sigma_B} \quad (3.1)$$

其中， $\text{cov}(A, B)$ 为序列 A、B 的协方差， σ_A 、 σ_B 分别为 A、B 的标准差。

3.3 对流层风速长期变化

3.3.1 对流层风速长期线性趋势

使用 IGRA V2 探空风速数据计算了对流层 850 hPa、700 hPa、500 hPa 和 200 hPa 长期趋势，分别代表对流层低层、中低层、中层和高层的状况，发现风速的长期趋势在垂直方向上有很大的不均匀性，地表风速减弱最为剧烈，而对流层风速有微弱减小甚至增加（图 3.2）。在北美洲，地表风速普遍减小，而自由大气风速在各个层次均出现上升（图 3.1）。为了进一步探究风速开始增加的高度，使用了 5 个观测塔资料（观测塔信息如图 3.3 和表（观测塔与附近地面站点信息）分析，发现高度在 40 m 左右的 5 个观测塔风速均呈显著上升，相比之下，与其最邻近的地面站点有 2 个风速显著上升，2 个风速显著下降，1 个无明显趋势（图 3.4，图 3.5）。由此可以推测，在地面附近几十米的高度就出现了风速普遍上升的情况。在欧洲，地表风速同样普遍下降，而 850 - 500 hPa 伊比利亚半岛风速出现上升，欧洲其他大部分地区风速普遍下降，200 hPa 欧洲风速普遍上升。总体来看，欧洲各层次中位数风速中地表风速下降最快，约为 -0.1 m s^{-1} 每

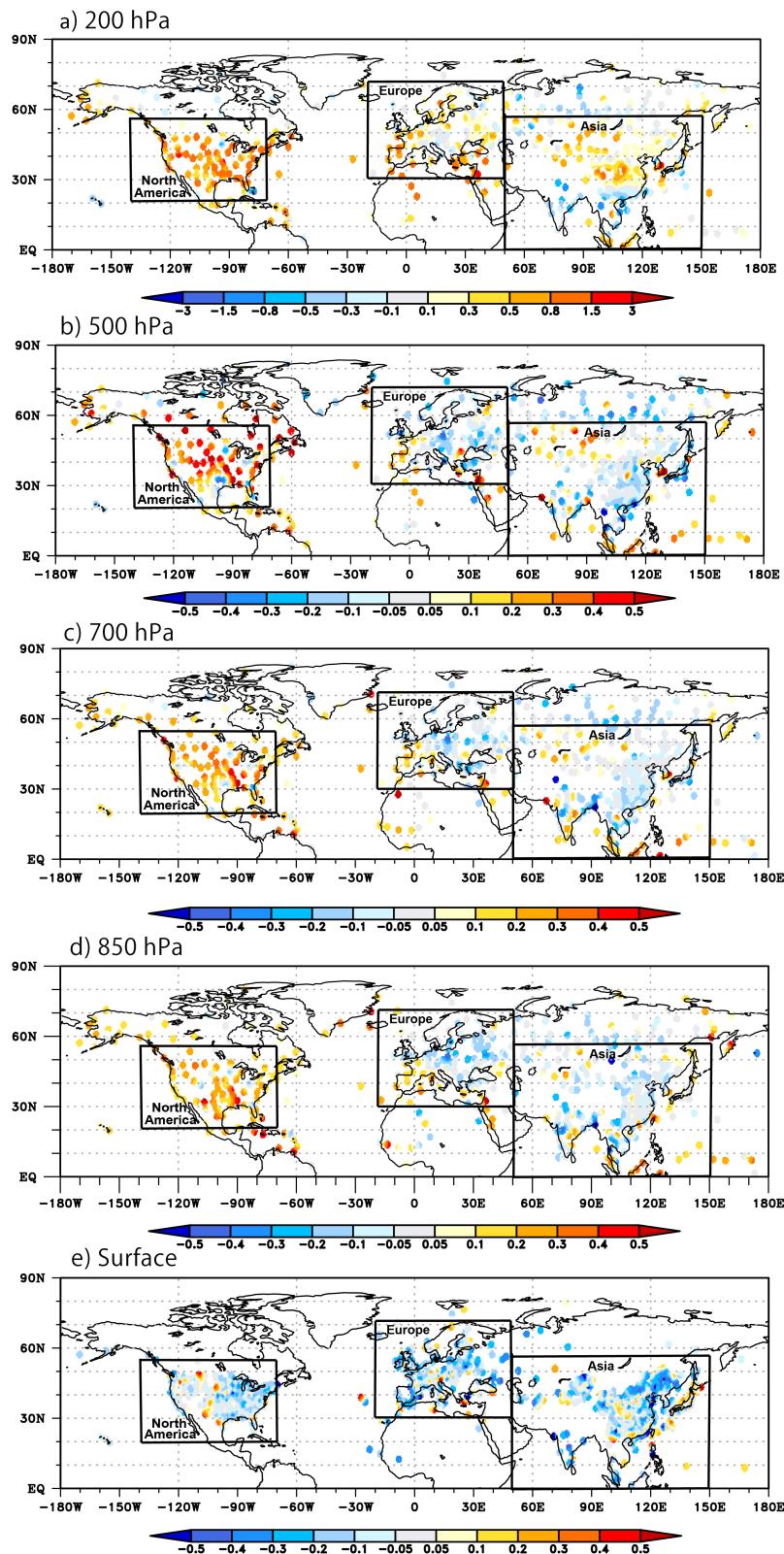


图 3.1 对流层风速趋势 ($m s^{-1}$ 每十年)。a) 200 hPa, b) 500 hPa, c) 700 hPa, d) 850 hPa, e) 地面。

Figure 3.1 Troposphere wind speed trends (in $m s^{-1} decade^{-1}$). a) 200 hPa, b) 500 hPa, c) 600 hPa, d) 850 hPa, e) Surface.

十年，850 hPa 和 700 hPa 风速微弱下降，趋势在 $-0.02 \sim -0.03 \text{ m s}^{-1}$ 每十年，200 hPa 风速上升，趋势为 0.17 m s^{-1} 每十年。如果考虑到高层平均风速比底层大得多，归一化后的风速趋势只有在地表较为显著（图 3.1，图 3.2）。因为亚洲站点跨越热带和中纬度两个气候带，将其以 20°N 为界分为两个部分进行分析，其中

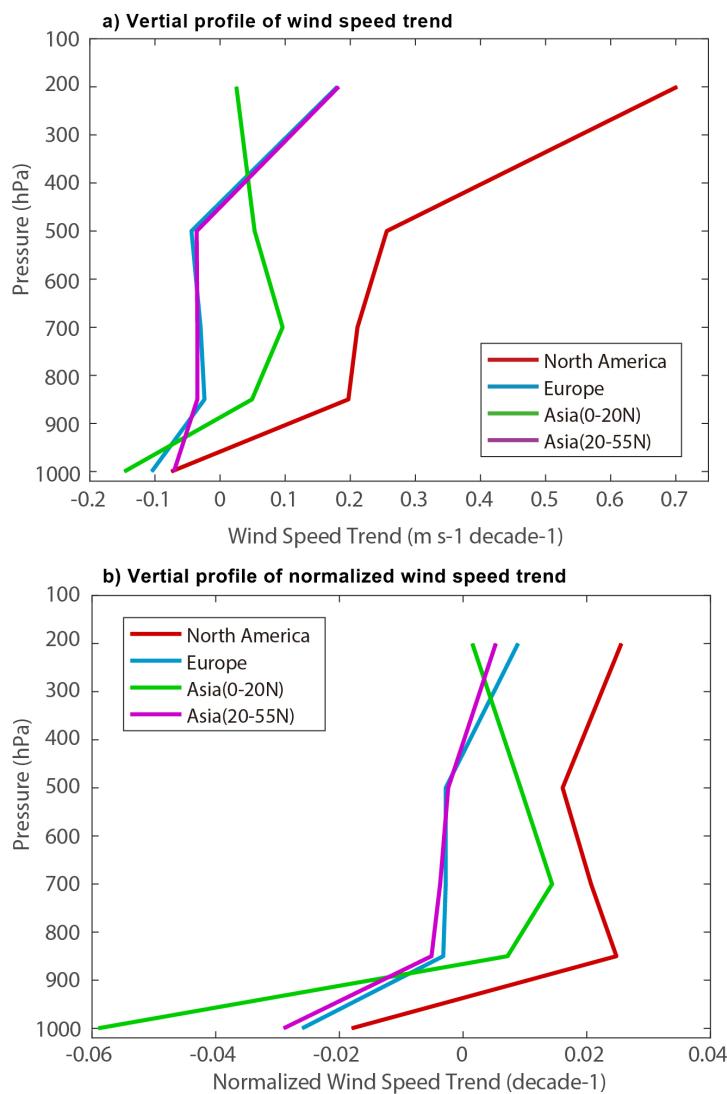


图 3.2 对流层中位数风速趋势 (m s^{-1} 每十年)。a) 原始风速趋势，b) 归一化风速趋势，即原始风速趋势/平均风速。红线为北美洲，蓝线为欧洲，绿线为亚洲低纬度地区 ($0\text{-}20^\circ\text{N}$)，紫线为亚洲中纬度地区 ($20\text{-}55^\circ\text{N}$)。

Figure 3.2 Troposphere median wind speed trends (in $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$). a) Original wind speed trends. b) Normalized wind speed trends, i.e. original wind speed trends divided by climatological wind speed. Red line denotes North America, blue denotes Europe, green denotes Asian low altitude area ($0\text{-}20^\circ\text{N}$), purple denotes Asian mid-latitude area ($20\text{-}55^\circ\text{N}$).

亚洲低纬度地区地表风速普遍下降，850 和 700 hPa 开始出现较多风速增加站点，500 和 200 hPa 相比对流层底层有风速增加站点减小。总体来看，风速在地表减小 (-0.15 m s^{-1} 每十年)，在对流层由低层到高层风速增加，增加幅度先增加再减小，200 hPa 风速变化接近为零。归一化风速趋势上，亚洲低纬度风速下降明显快于北美洲、欧洲和亚洲中纬度地区，达到 -6% 每十年（图 3.1，图 3.2）。亚洲中纬度地区，除中部地区风速上升，中国其他大部分地区地表风速普遍下降，日本地表风速上升的下降站点相当；850 hPa 上，中国大部分地区风速微弱下降或无明显变化，日本风速微弱上升或无明显变化；700 和 500 hPa 上，中国东部地区风速微弱下降或无明显变化，中国西北和中亚风速上升，日本风速下降；200 hPa 上，除中国东南地区外，亚洲中纬度大部分地区风速普遍上升。总体来看，亚洲中纬度风速在地面下降较快 (-0.75 m s^{-1} 每十年)，850 和 700 hPa 风速微弱下降 (-0.25 m s^{-1} 每十年)，200 hPa 风速上升 (0.17 m s^{-1} 每十年)，归一化风速趋势只有在地表较为明显（图 3.1，图 3.2）。

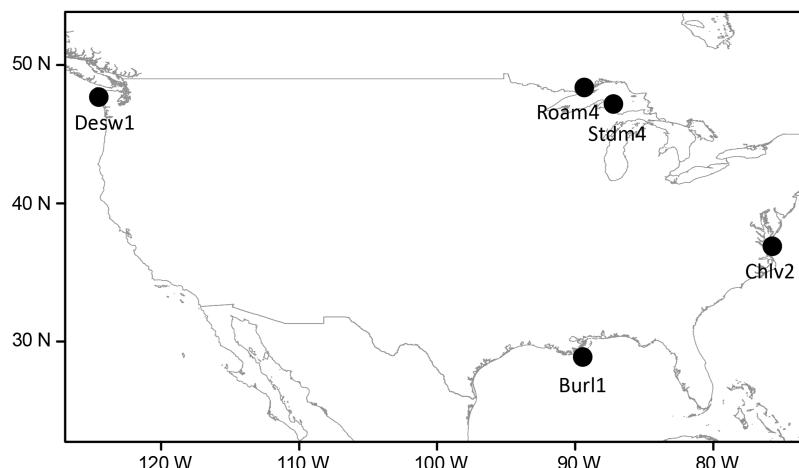


图 3.3 北美观测塔分布

Figure 3.3 Locations of observation tower in North America

3.3.2 对流层风速年代际变化

全球平均来看，地表风速在 2007 年前迅速下降，气候趋于平稳；850 hPa 风速先上升（1990 年前），后下降（1990-2000），再上升（2000 年后）三个阶段；700 hPa 在 2005 年前与 850 hPa 变化类似，2005 年后趋于平稳；500 hPa 风速在 1995 年前快速上升，气候缓慢下降；200 hPa 风速 1990 年前缓慢下降，1990-2000 快速上升，其后又缓慢下降（图 3.6）。在北美洲，地表风速经历了 1987 年前平稳

表 3.1 观测塔与附近地面站点信息

Table 3.1 Description of observation towers and the surface observation stations close to them

观测塔名称	观测塔经度	观测塔纬度	风速观测高度 (地面以上 m)	距离最近地面 站点号	站点经度	站点纬度	风速观测高度 (地面以上 m)
Burl1	-89.43	28.90	38	994010	-89.43	28.91	10
Chlv2	-75.71	36.91	43	723075	-76.03	36.82	10
Desw1	-124.49	47.68	31	727970	-124.55	47.94	10
Roam4	-89.31	47.87	47	717490	-89.33	48.37	10
Stdm4	-87.23	47.18	35	727440	-88.49	47.17	10

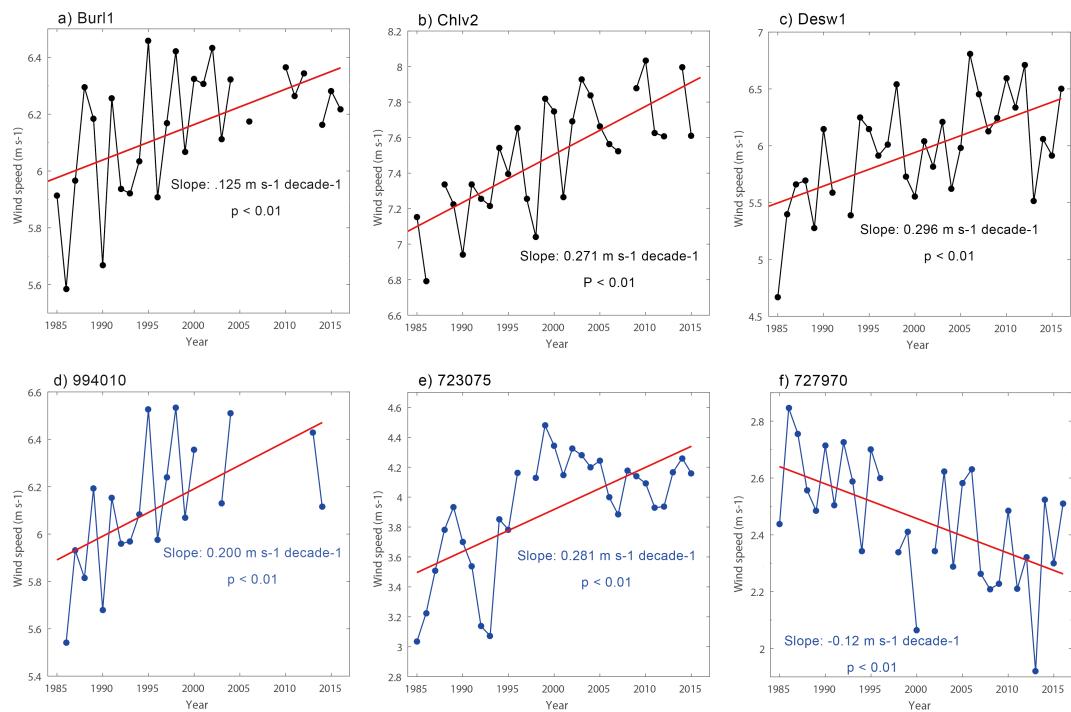


图 3.4 北美观测塔风速趋势 (第一部分)。d) 994010、e) 723075、f) 727970 分别为距离观测塔 a) Burl1、b) Chlv2、c) Desw1 最近的地面观测站点。

Figure 3.4 Wind speed trends of observation tower in North America (part 1). d) 994010, e) 723075, f) 727970 are surface observation stations closest to a) Burl1, b) Chlv2, c) Desw1, respectively.

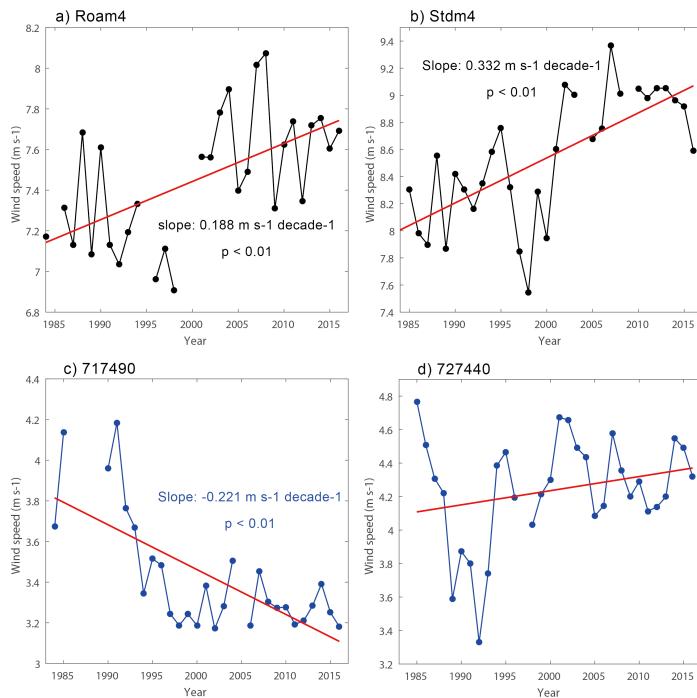


图 3.5 北美观测塔风速趋势 (第二部分)。c) 717490、d) 727440 分别为距离观测塔 a) Roam4、b) StdM4 最近的地面观测站点。

Figure 3.5 Wind speed trends of observation tower in North America (part 2). c) 717490、d) 727440 are surface observation stations closest to a) Roam4、b) StdM4, respectively.

时期，1987-2000 缓慢下降时期，2000-2010 快速下降时期和 2010 年后平稳时期；850 和 700 hPa，风速表现为 1995 年前快速上升时期，1995-2005 缓慢上升时期和 2005 年后缓慢下降时期；500 hPa 风速在 1995 年前快速上升，1995-2003 缓慢下降，2003-2013 又快速上升，其后在此出现下降；200 hPa 风速在 1988 年前缓慢下降，1988-1995 快速上升，1995-2005 趋于平稳，2005 年后再次快速上升 (图 3.7)。在欧洲，地表风速 1990 年前快速下降，1990-2000 中速下降，2000 年后慢速下降；850 和 700 hPa 年代际变化较为类似，均在 1985 年前无明显变化，1985-1993 上升，1993-2003 下降，不同之处在于 850 hPa 在 2003 年后又开始缓慢上升，而 700 hPa 趋于平稳；500 和 200 hPa，风速均经历了 1990 年前平稳时期，1990-2000 年上升时期，2000-2010 年下降时期和 2010 年后再次缓慢上升时期 (图 3.8)。在亚洲低纬度地区，地表风速在 1987 年前快速下降，1987-1995 年微弱上升，之后又快速下降；850 hPa 在 1990 年前微弱上升，之后快速下降直到 2000 年，其后 2000-2010 再次缓慢上升，后又下降；700 hPa 年代际变化不明显；500 hPa 风速在 1990 年前缓慢上升，1990-2000 缓慢下降，2000-2010 快速上升，

其后缓慢下降；200 hPa 风速以 2000 年为界，前期风速上升，后期风速下降（图 3.9）。在亚洲中纬度地区，地表风速在 1990 年前快速下降，1990-1997 年趋于平稳，1997-2007 再次快速下降，2007 年后再次趋于平稳；850 hPa 和 700 hPa 风速变化都以 1990 和 2000 为界分为三个时期，850 hPa 风速在这三个时期表现分别为平稳、下降和上升，而 700 hPa 表现为缓慢下降，快速下降和上升；500 hPa 风速没有表现出明显年代际变化；200 hPa 风速仅在 1993-2003 有一段上升时期，之前和之后风速均较为平稳（图 3.10）。

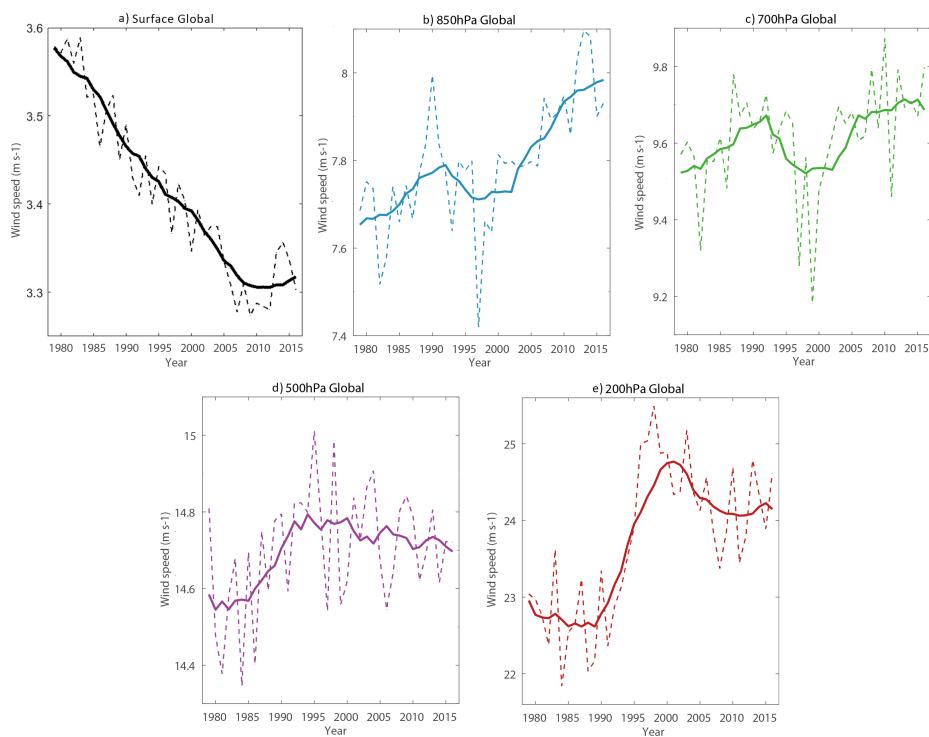


图 3.6 全球对流层中位数风速演变 ($m\ s^{-1}$)。a) 地面, b) 850 hPa, c) 700 hPa, d) 500 hPa, e) 200 hPa。虚线为各年对应值，实线为虚线 9 点平滑的结果。

Figure 3.6 Global median troposphere wind speed evolution (in $m\ s^{-1}$). a)Surface, b)850 hPa, c)700 hPa, d)500 hPa, e)200 hPa. Dash line denotes values for every year, solid line is 9-point moving mean of dash line.

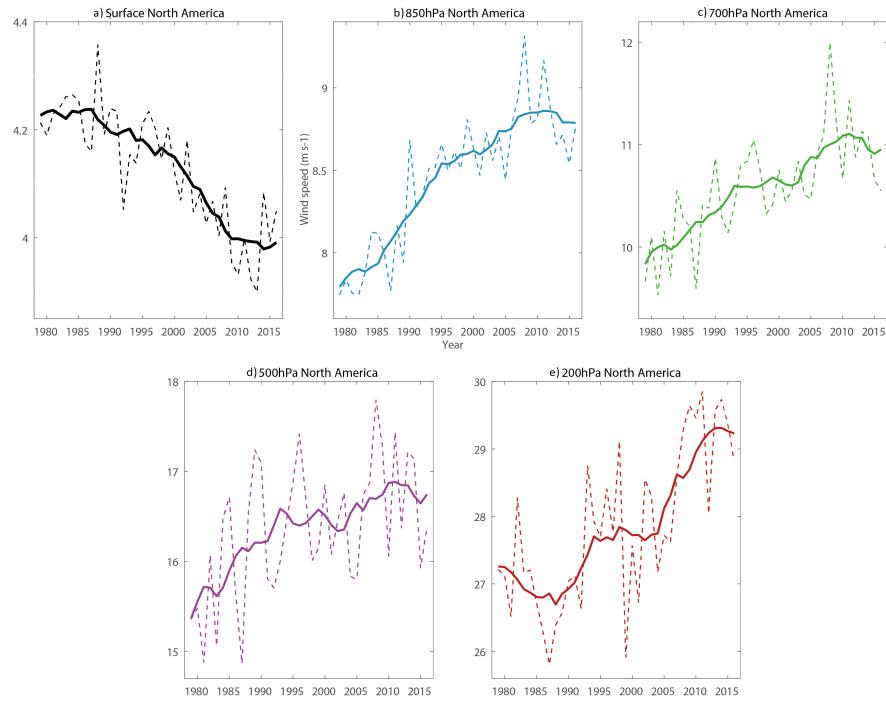


图 3.7 北美洲对流层中位数风速演变 ($m s^{-1}$)。与图 3.6类似。

Figure 3.7 North American median troposphere wind speed evolution (in $m s^{-1}$). Same as 3.6, but for North America.

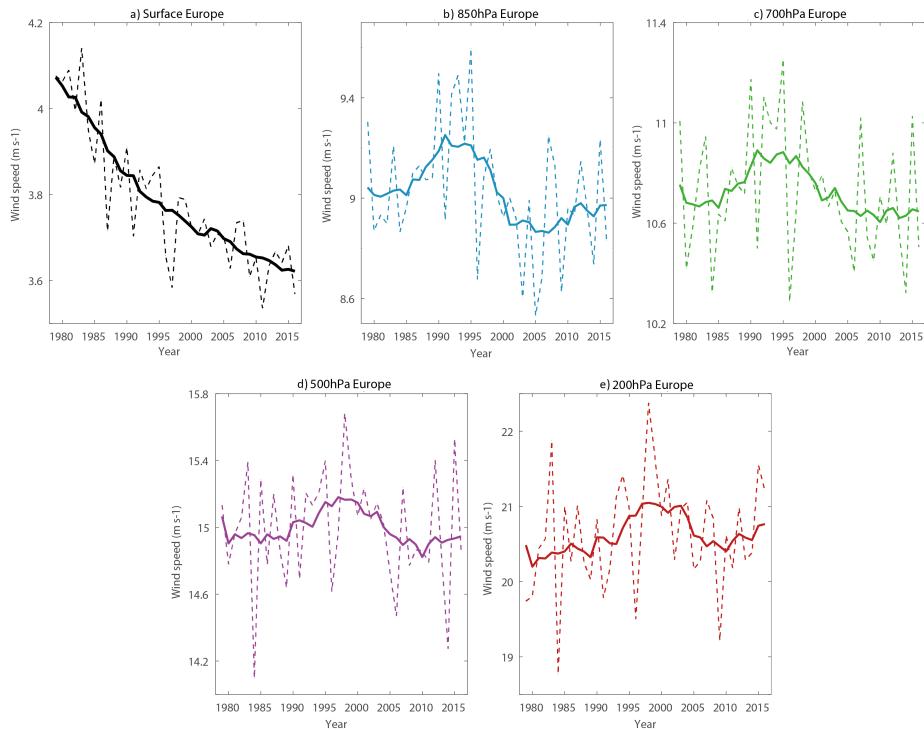


图 3.8 欧洲对流层中位数风速演变 ($m s^{-1}$)。与图 3.6类似。

Figure 3.8 European median troposphere wind speed evolution (in $m s^{-1}$). Same as 3.6, but for Europe.

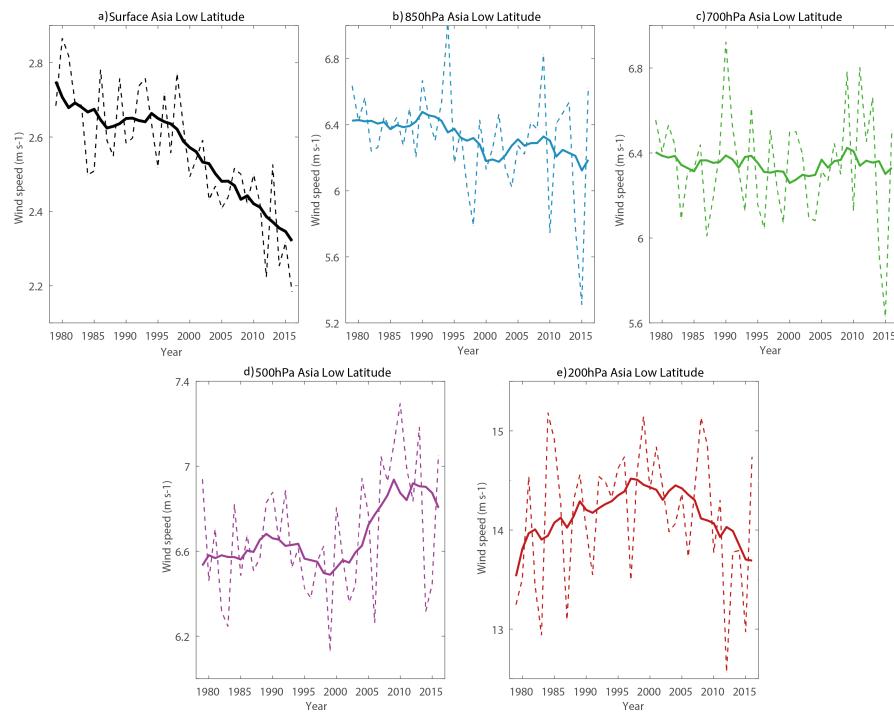


图 3.9 亚洲低纬度 (0 - 20 N) 对流层中位数风速演变 ($m s^{-1}$)。与图 3.6类似。

Figure 3.9 Asian low latitude (0 - 20 N) median troposphere wind speed evolution (in $m s^{-1}$).

Same as 3.6, but for Asia low latitude.

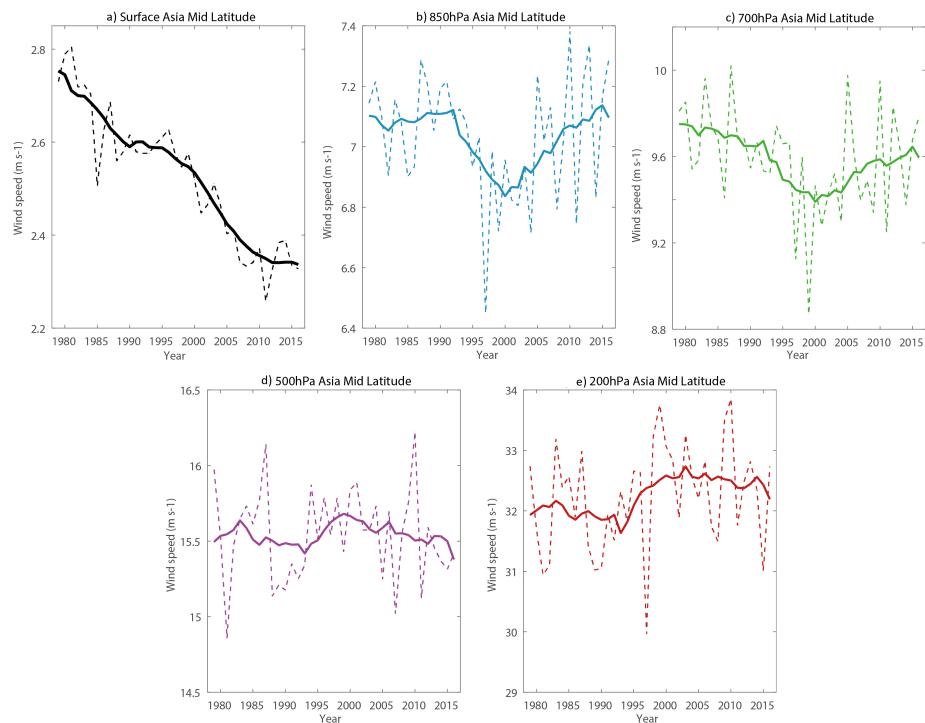


图 3.10 亚洲中纬度 (20 - 55 N) 对流层中位数风速演变 ($m s^{-1}$)。与图 3.6类似。

Figure 3.10 Asian mid latitude (20 - 55 N) median troposphere wind speed evolution (in $m s^{-1}$).

Same as 3.6, but for Asia mid latitude

3.4 气压场变化的影响

1月份海平面气压场的变化主要体现为冰岛低压和西伯利亚高压北部的增强，以及阿留申低压东部的减弱（图3.11 a)）。其中冰岛低压增强会使得北大西洋风暴轴向北偏移，使得欧洲南部风速减小，北部风速增加（Lifland, 2003）。而西伯利亚高压北部增强配合日本以北气压下降使得冬季冷空气更容易侵入东亚，这也解释了为何亚洲冬季风速减弱慢于其他季节（第2章图2.4）。阿留申低压东南部减弱（即阿留申低压向西北偏移）会使得北太平洋风暴轴向北偏移，造成北美中低纬度风速减小（任雪娟等, 2007），同时北美风速也会因为冰岛低压增强在北美形成异常偏南气流使得北极冷空气更不容易南下而减小。7月份海平面气压

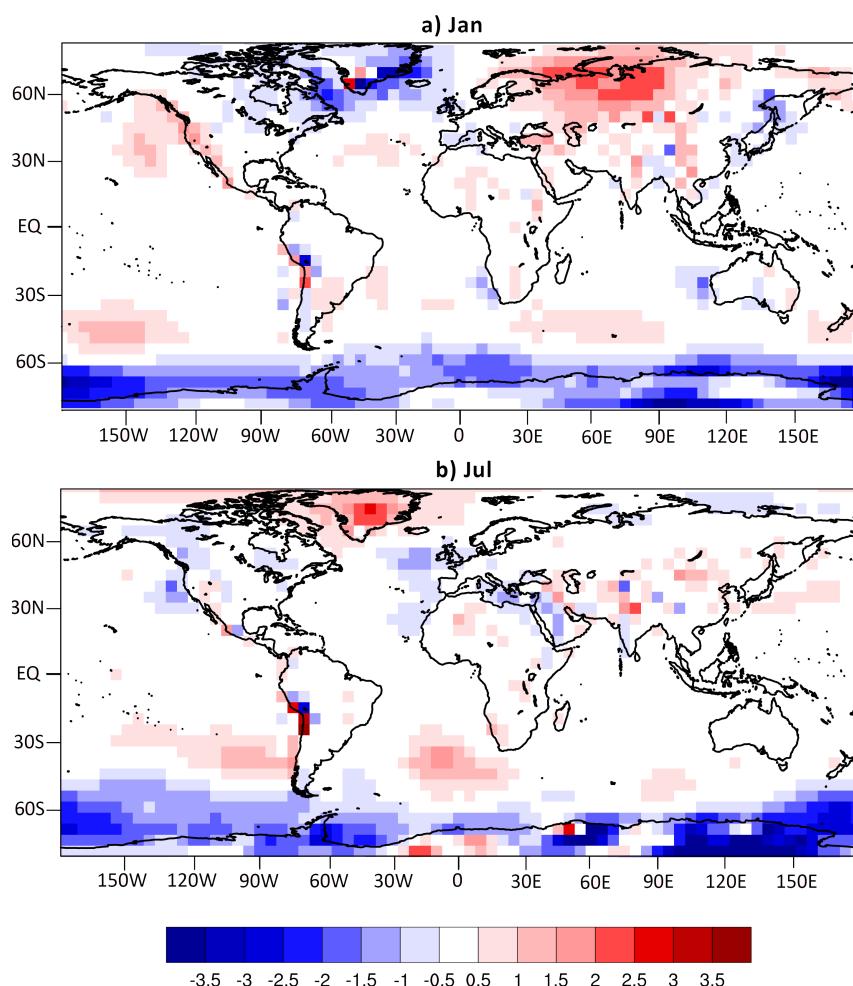


图3.11 海平面气压变化 (hPa每十年)。a)一月海平面气压趋势, b)七月海平面气压趋势。

Figure 3.11 Change in sea level pressure (in $hPa \text{ decade}^{-1}$). a)Trend in January, b)Trend in July.

场的变化主要表现为冰岛低压的减弱（图 3.11 b)）。冰岛低压的减弱会使得北大西洋风暴轴向南偏移，使得欧洲南部风速增加，北部风速减小。如前文所述，1月份的情况与此刚好相反。这也解释了为何欧洲南部夏季风速减弱明显慢于冬季（第2章图 2.6）。

3.5 大尺度海温和环流系统变化的影响

将北美洲、欧洲、亚洲中纬度和低纬度中位数风速分别与海表温度 (SST) 做相关，发现它们分别与一些海区 SST 相关性较高，下面逐个进行分析。

北美洲风速与附近的热带北大西洋以及北大西洋高纬海区 SST 有显著相关关系（图 3.12 a)）。其中，热带北大西洋海温变化可以由热带北大西洋指数 (TNA) 来表示，对比北美洲中位数风速和 TNA 的年代际变化，发现二者有相当好的对应关系 ($r = -0.95, p < 0.01$)，1987 年前二者均较为平稳，1990-2010 北美洲风速持续下降，而 TNA 指数持续上升，2010 年后二者又都回归平稳（图 3.13）。有研究表明，TNA 正位相会使得中纬度到热带大气低层形成异常的偏北风，此异常风与北美洲中纬度气候态偏南风相反，从而对北美中纬度实际风速产生减弱的效果 (Wang, 2002)。而北美风速与北大西洋高纬海区 SST 相关则预示着它可能与 NAO 存在联系。NAO 强年冬季北美东部会出现较强的西南气流，阻止北极的冷空气南下，从而使北美东部风速减小。不过这种影响不是非常显著，因而 NAO 与北美风速没有体现很好的相关关系。

欧洲风速与北大西洋高纬海温有显著相关，预示着它可能与 NAO 存在关联（图 3.12 b)）。将去趋势的欧洲中位数风速序列与 NAO 指数对比发现，二者有显著相关，相关系数达到 $-0.48 (p < 0.01)$ （图 3.14）。之前已有许多研究发现 NAO 与欧洲风速的相关关系 (Beniston, 2005; Earl 等, 2013; Zeng 等, 2019)。目前普遍认为，NAO 对欧洲风速的影响通过以下过程进行：NAO 的强弱会影响北大西洋上空急流的位置，而急流位置的改变又会使风暴轴发生偏移，当 NAO 处于正位相时，风暴轴偏北，使得气旋在欧洲活动的位置偏北，最终造成欧洲南部风速偏小，而北部偏大，NAO 处于负位相时刚好相反 (Lifland, 2003; Zeng 等, 2019)。由于研究所用到的站点位于欧洲北部的较少，所以 NAO 对于欧洲南部的影响会主导分析的结果。

亚洲低纬度风速与印度洋海温有较强的相关（图 3.12 d)）。Yang 等 (2010)

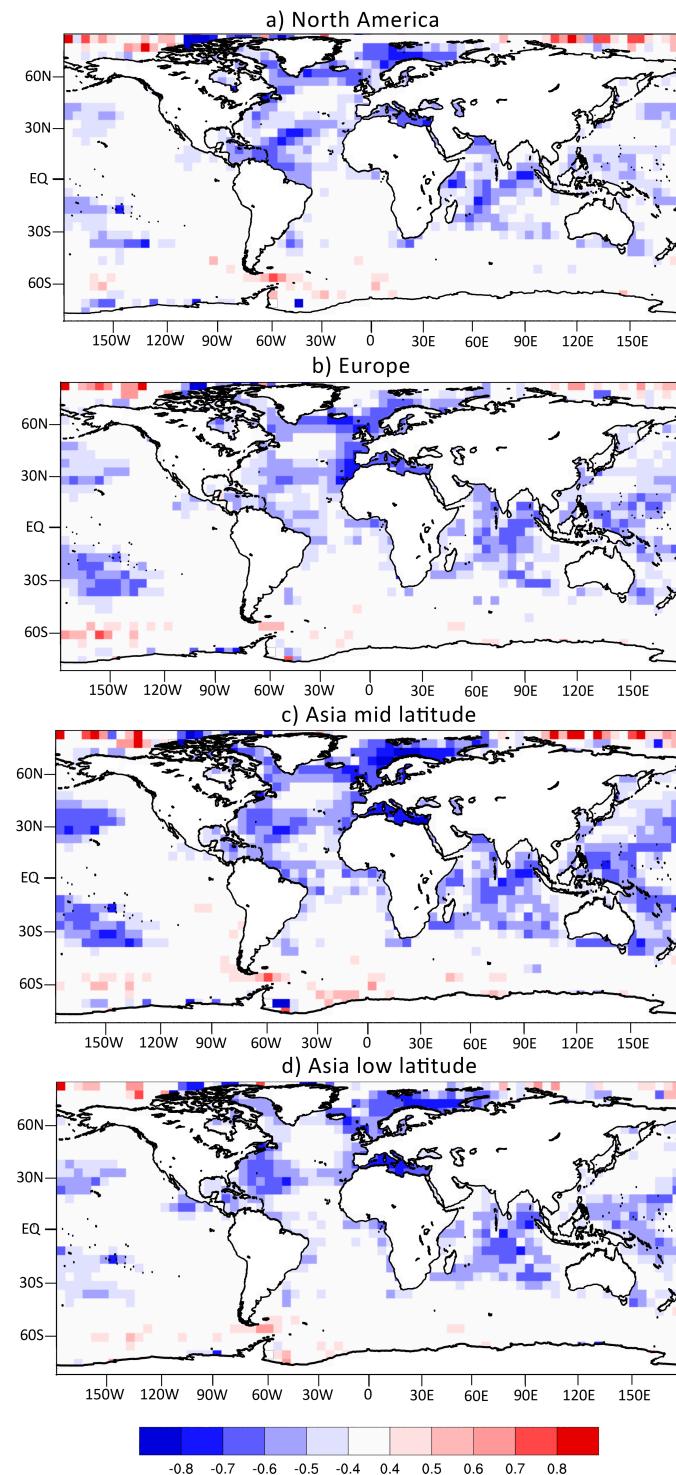


图 3.12 地表风速与海温相关系数。a) 北美洲, b) 欧洲, c) 亚洲中纬度 (20 - 55 N) 和 d) 亚洲低纬度 (0 - 20 N) 中位数风速与海温相关。相关系数 0.4 对应 $p = 0.01$

Figure 3.12 Correlation coefficient between surface wind speed and SST. Correlation coefficient between median wind speed of a)North America, b)Europe, c)Asia mid latitude (20 - 55 N), d)Asia low latitude (0 - 20 N) and SST. Correlation coefficient of 0.4 corresponds to $p = 0.01$.

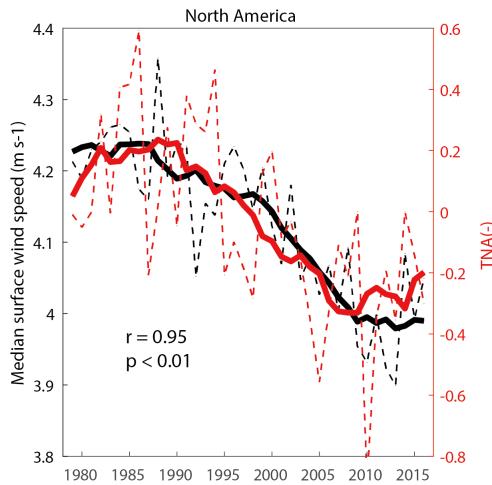


图 3.13 北美风速与 TNA 指数演变。黑色 (红色) 虚线为北美洲中位数风速 (TNA 指数年平均值)，实线为虚线 9 年滑动平均结果，两实线的相关系数为 0.95， $p < 0.01$ 。

Figure 3.13 Evolution of North American wind speed and PDO index. Black (red) dash line is North American annual median wind speed (annual mean value of TNA index), solid line is 9-point moving mean of dash line, correlation coefficient between two solid lines is 0.95, $p < 0.01$.

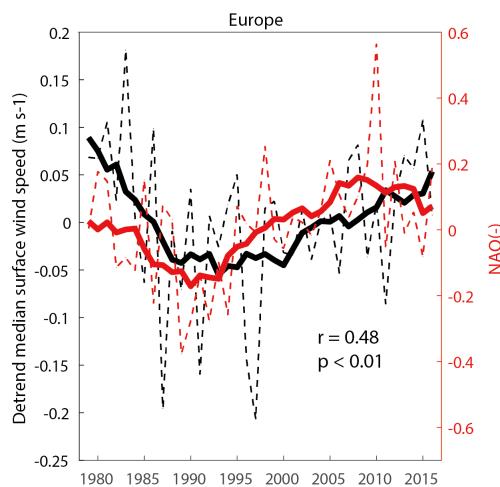


图 3.14 欧洲风速与 NAO 指数演变。黑色 (红色) 虚线为欧洲中位数风速 (NAO 指数年平均值)，实线为虚线 9 年滑动平均结果，两实线的相关系数为 0.48， $p < 0.01$ 。

Figure 3.14 Evolution of European wind speed and NAO index. Black (red) dash line is European annual median wind speed (annual mean value of NAO index), solid line is 9-point moving mean of dash line, correlation coefficient between two solid lines is 0.48, $p < 0.01$.

发现，印度洋偶极子模态（IOD）会使得印度冬季风减弱，从而使亚洲低纬度陆地地表风速减小。近期有许多研究表明，南亚季风出现了减弱的现象（Bollasina 等, 2011; Sooraj 等, 2015），印度洋海温变化或许在其中起到了一定作用。

亚洲中纬度风速与中纬度北太平洋、中纬度南太平洋和西太平洋以及印度洋海温有较强相关（图 3.12 c）。其中它与中纬度北太平和中纬度南太平相关预示着于 PDO 之间的联系。PDO 负位相会产生异常的东风，与中纬度盛行的西风相抵消，从而使亚洲中纬度风速减小（Zeng 等, 2019）。此外，西太平洋暖池区也与亚洲中纬度风速有很好的负相关，其中的关联在于夏季西太平洋暖池增温速度快于东亚大陆，海陆热力对比减小从而减弱了东亚夏季风，造成亚洲中纬度风速减小（Xu 等, 2006）。将 PDO 指数与去趋势的西太平洋暖池面积指数作为回归量回归到去趋势的亚洲中纬度风速序列，发现有一定的相关性（图 3.15）。印度洋海温影响亚洲中纬度风速的方式应与其影响亚洲低纬度类似，但影响可能并不显著。

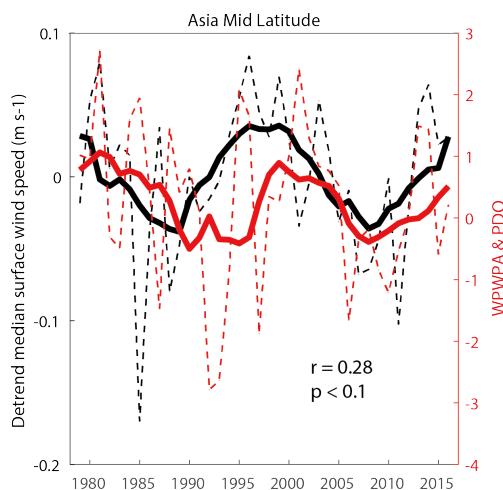


图 3.15 亚洲中纬度风速与西太平洋暖池面积指数（WPWPA）和 PDO 指数演变。黑色（红色）虚线为亚洲中纬度地区中位数风速（ PDO 指数年均值 $\times -0.88 +$ 去趋势 WPWPA 指数年均值 $\times -1.44$ ），实线为虚线 9 年滑动平均结果，两实线的相关系数为 0.28， $p < 0.1$ 。

Figure 3.15 Evolution of Asian mid latitude wind speed, WPWPA index and PDO index. Black (red) dash line is Asian mid latitude annual median wind speed (annual mean value of PDO index $\times -0.88 +$ detrend annual mean value of WPWPA index $\times -1.44$), solid line is 9-point moving mean of dash line, correlation coefficient between two solid lines is 0.28, $p < 0.1$.

3.6 本章小结

本章从大气运动驱动力的变化出发，分析了对流层风速的变化，气压场变化，大尺度海温和环流系统对于陆地地表风速的影响，得到以下主要结论：

1. 在欧洲和亚洲中纬度地区，对流层低层风速都出现了下降，因而这两个地区地表风速下降可以由高空风速下降部分解释，但高空风速下降的速度远小于地表，因而高空风速变化不是地表风速下降的主要原因。而在北美洲和亚洲低纬度地区，对流层低层风速都出现了上升，尤其是北美洲，几乎所有探空站点都表现出风速上升，因而这两个地区地表风速下降难以由高空风速变化解释。无论在在北美洲、欧洲、亚洲低纬度和中纬度地区，地表与高层风速年代际变化均没有表现出很好的一致性。
2. 1月海平面气压场变化主要表现为冰岛低压减弱、西伯利亚高压北部增强和阿留申低压向西北偏移，会使得南欧和北美风速减小，而北欧和亚洲风速增加。7月海平面气压场变化主要表现为冰岛低压增强，会使得南欧风速增加而北欧风速减小。
3. 北美洲和欧洲陆地地表风速年代际变化分别受到 TNA 和 NAO 的显著影响，亚洲中纬度陆地地表风速年代际变化受到 PDO 和西太平洋暖池面积的共同影响。

第4章 大气运动阻力变化对陆地地表风速长期变化的影响

4.1 引言

第3章从大气运动驱动力变化的角度分析了陆地地表风速长期变化的原因，本章将从大气运动阻力变化的角度进行分析。

土地利用的变化是大气运动阻力变化的主要原因之一。如第1章所述，已有许多相关研究分析了土地利用变化对于陆地地表风速的影响 (Vautard 等, 2010; Wu 等, 2016; Kalnay 和 Cai, 2003; Guo 等, 2011)。以往的研究主要采用对比城市与乡村站点风速变化，建立参考序列与观测序列对比，或是建立简化动力模型和数值模拟的方法。其中，许多以往研究将观测站点分为城市站点和乡村站点（通常是基于人口），通过比较两类站点的风速趋势差别来确定城市化对于风速的影响 (Guo 等, 2011)。这种方法能够成立基于以下假设：城市站点周边建设用地增加总是显著快于乡村站点周边，而同时乡村站点周边建设用地增加几乎可以忽略，即人口多的地区的城市化速度显著快于人口少的地区。然而这个假设存在一定问题，更好的方式是通过计算城市人口或建设用地的动态变化来确定城市化的速度。此外，也有研究通过建立不受土地利用变化影响的参考序列，并对观测序列来考察土地利用变化的影响。有些再分析资料（如 NCEP/NCAR）没有同化陆地观测资料，因而被认为可以作为参考序列 (Kalnay 和 Cai, 2003)。Zha 等 (2017) 将此思路用于了土地利用变化对中国东部地区风速的影响。这种方法能一定程度上反映土地变化的作用，但即便同样是没有同化地表风速观测的再分析资料之间，对于地表风速变化也存在很大分歧（参见第2章），因而这种方法的可靠性也在疑问。另外一种方式是利用简化动力学模型（形式类似于第1章公式 1.4），将土地利用的影响简化为拖拽系数的变化（例如Wu 等 (2016)），这种简化不一定能够代表土地利用变化对于边界层内湍流混合过程的复杂影响，因而对分析结果造成一定的不确定性。也有研究尝试用数值模拟的手段进行研究，但这些研究多是采用假设的土地利用变化情景而不是真实的土地利用变化进行研究（例如Vautard 等 (2010)）。由此，为了克服前人研究的不足，本章先是利用动态的土地利用数据与风速观测数据进行统计分析，然后设计数值试验考察真实的土地利用变化对于风速的影响。

大气运动的动量由边界层以上的自由大气向边界层内传递主要依赖湍流混合过程。垂直温度递减率是影响湍流强度的主要变量之一，原因是垂直温度递减率的改变会引起大气稳定度变化，当下层增温超过上层时气块会在浮力的作用下形成不稳定运动 (Holton, 2004)。Gaffen 等 (2000) 发现，1979-2000 年间地表附近的增暖快于对流层低层，表明边界层稳定度增加。据我所知，目前还没有研究分析近几十年来大尺度的边界层垂直温度递减率变化，本章将对这个问题进行分析。

4.2 资料和方法

本章使用了以下数据集：NCEI-CMDC 陆地地表风速观测数据集。此数据集的相关信息已在第二章中做过描述，这里不再重复。本章使用此数据进行大尺度长期风速变化的分析。

中国地面气候资料日值数据集 (V3.0)。此数据集同样在第二章中已有介绍。本章将此数据集经过均一化处理后（处理方法将在下文详细介绍）用于珠江三角洲风速长期变化的分析。之所以在此区域的分析中没有使用 NCEI-CMDC 数据集是由于此数据集由于严格的质量控制过程剔除了大量站点，使得珠江三角洲的风速观测序列只有一个，以此分析珠江三角洲风速长期变化不确定性很大。而相比之下，经过均一化之后的中国地面气候资料日值数据集在珠江三角洲有 6 个站点，分析结果的不确定性大大降低。

[中国土地利用/土地覆盖遥感监测数据集](#) 由中国科学院资源环境科学数据中心制作，包含 20 世纪 70 年代末期、80 年代末期、90 年代中期、90 年代末期、2005 年、2010 年和 2015 年 7 个时期中国土地利用/土地覆盖数据，空间分辨率为 $1 \times 1 \text{ km}$ 。此数据集使用 Landsat 遥感影像数据制作而成，包含耕地、林地、草地、水域、城乡工矿居民用地、未利用土地 6 个大类和 25 各小类。本章使用了 20 世纪 70 年代末和 2015 年土地利用数据作为数值模拟的边界条件进行珠江三角洲城市化对于风速长期变化影响的数值试验。

MODIS12Q1 土地利用数据集 ([Sullamenashe 等, 2019](#)) 由美国宇航局 (NASA) 制作，包含全球 2001 年至今每年 $500 \times 500 \text{ m}$ 分辨率土地利用数据。此数据集使用 Terra 和 Aqua 卫星上搭载的中分辨率成像光谱仪 (MODIS) 传感器数据制作而成，包含 IGBP、UMD、LAI、BGC 和 PFT5 个分类标准下的土地利用数据。

本章使用了 2001 年和 2016 年土地利用数据作为数值模拟的边界条件进行芬兰南部植被变化对于风速长期变化影响的数值试验。

[Atlas of Urban Expansion 城市变化数据集](#)由纽约大学 (NYU) 制作，包含 20 世纪 80 年代至 21 世纪前 10 年全球 200 个城市发展的动态数据，包括人口、城市建设面积、街区和道路等。此数据集使用 Landsat 遥感影像数据制作而成。本章使用了全球 200 个城市的城市建设面积动态数据分析城市化与风速长期变化的关系。

[GIMMS NDVI 3g](#)由 NASA 制作，包含全球 1981 年至 2015 年 0.083×0.083 度归一化植被指数 (NDVI) 数据。此数据集由卫星上搭载的超高分辨率辐射计 (AVHRR) 数据制作而成，NDVI 计算公式如下：

$$NDVI = \frac{NIR - VIS}{NIR + VIS} \quad (4.1)$$

其中 NIR 表示近红外光反射率，VIS 表示可见光反射率。健康的植被会吸收大部分可见光，而反射大部分近红外光，然而不健康或者稀疏的植被会反射更多可见光和更少近红外光。NDVI 的范围是-1 ~ 1，当没有绿叶存在时 NDVI 接近与 0，当绿叶密度非常高时 NDVI 接近 1。本章使用 1982 和 2015 年 NDVI 数据分析植被变化与风速长期变化的关系。

[HadGHCND 全球地表温度观测数据集 \(Caesar 等, 2006\)](#)由哈德莱中心制作，包含全球 1950 年至今 2.5 纬度 $\times 3.75$ 经度分辨率日最高和最低温度观测数据。此数据集由 NCEI 等全球历史气候网络 (GHCN) 日观测数据集制作而成，制作过程中包含了质量控制步骤以减少错误和可疑数据等影响，并使用角度-距离加权算法将站点数据差值到格点。本章使用 1979-2012 年地表日最高气温分析边界层日间垂直温度递减率变化。

[HadAT 全球对流层温度数据集 \(Thorne 等, 2005\)](#)由哈德莱中心制作，包含全球 1985-2012 年 5 纬度 $\times 10$ 经度分辨率对流层 850、700、500、300、200、150、100、50 和 30 hPa 共 9 个层次的月平均温度。此数据集由 676 个探空站点数据制作而成，由于这些探空站点多分布于北半球，因而此数据集有效数据也多集中于北半球。制作过程中使用了质量控制步骤来减小仪器和观测方式等变化的影响。本章使用了 1979-2012 年 850 hPa 温度数据分析边界层垂直温度递减率的变化。

本章使用了 RHtest V4 观测序列均一化算法 (Wang 和 Feng, 2014) 对风速观测序列进行均一化处理。此算法基于 penalized maximal t test(Wang 等, 2007) 和 penalized maximal F test(Wang, 2008)，可以在有参考序列和没有参考序列的情况下检测观测序列的异常突变点，并进行修正，修正方式包括均值修正和 Quantile-Matching (QM) 修正，后者既可以调整均值也可以使突变点前后的经验分布一致 (Wang 等, 2010)，获得广泛应用 (Vincent 等, 2012; Baule 和 Shulski, 2014; Yang 等, 2019)。本章在处理珠江三角洲风速数据时使用 ERA-Interim 10 m 风场资料作为参考序列检测观测序列的突变点，并使用 QM 修正，最后用人工检查确认突变点检测和修正无明显不当之处。

本章数值试验使用了 WRF-ARW 4.0(Skamarock 等, 2019)，此模式是由美国国家大气研究中心 (NCAR) 开发的下一代中尺度数值天气预测系统，是目前模拟效果最好、应用最广泛的中尺度天气数值模式。本章的数值试验使用 FNL 作为初始和边界条件，分别针对城市化和植被变化在珠江三角洲和芬兰南部进行了两组数值试验，模式参数设置和数值试验设计将在下文中详细描述。

本章计算趋势和相关系数以及统计显著性水平的方法与第2、3章相同。RMSD 计算方法如下：

$$RMSD = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (c_n - \bar{c})(d_n - \bar{d})}{\sigma_c \sigma_d} \quad (4.2)$$

其中 \bar{c} 和 \bar{d} 分别为空间场 c 和 d 的均值， σ_c 和 σ_d 为 c 和 d 的标准差。

4.3 城市化的影响

4.3.1 基于城市动态变化和风速观测数据的统计学分析

使用 Atlas of Urban Expansion 数据计算城市建设面积自 20 世纪 80 年代至 21 世纪前 10 年的变化率，发现所有 200 个城市建设面积都有增加，其中 62% 增加速度超过 50% 每十年，36% 超过 100% 每十年，增加最快的中国江苏盱城和孟加拉国 Rajshahi 增加速度超过 4000% 每十年。相比之下，北美洲和欧洲城市建设面积增加速度较慢，原因是欧美发达国家的城市化在更早时候就已经基本完成，而亚洲的中国、印度和东南亚各国，近 30 多年来城市化进程非常迅速（图 4.1）。对比使用 NCEI-CMDC 风速数据计算的 1979-2016 年归一化风速趋势，发

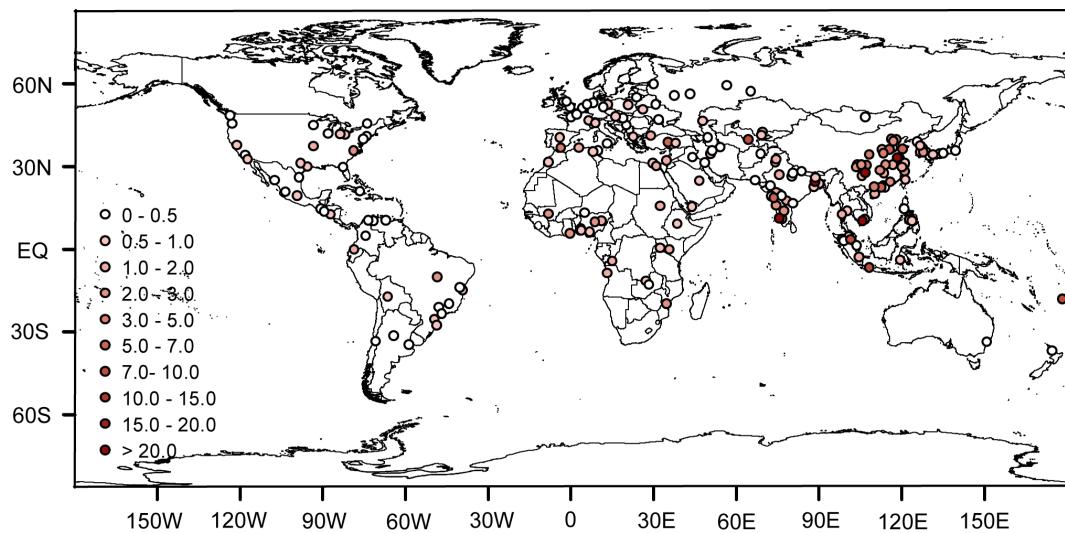


图 4.1 城市扩张速度 (变化率每十年)

Figure 4.1 City expansion rate (in changing rate per decade)

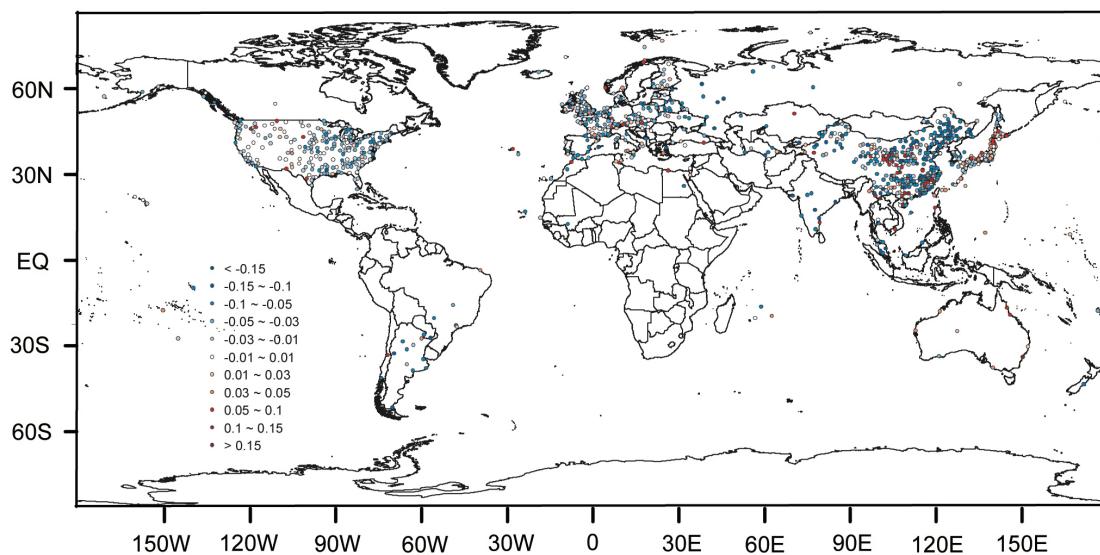


图 4.2 归一化地表风速趋势 (变化率每十年)

Figure 4.2 Normalized surface wind speed trends (in changing rate per decade)

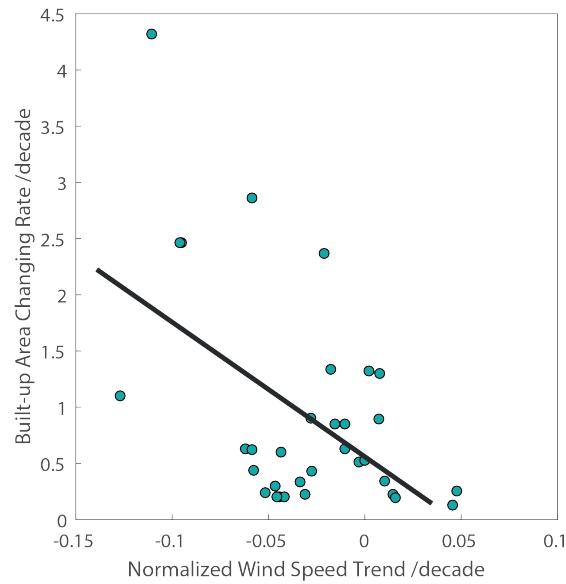


图 4.3 城市扩张速度与对应地区风速变化

Figure 4.3 City expansion versus wind speed change in the corresponding area.

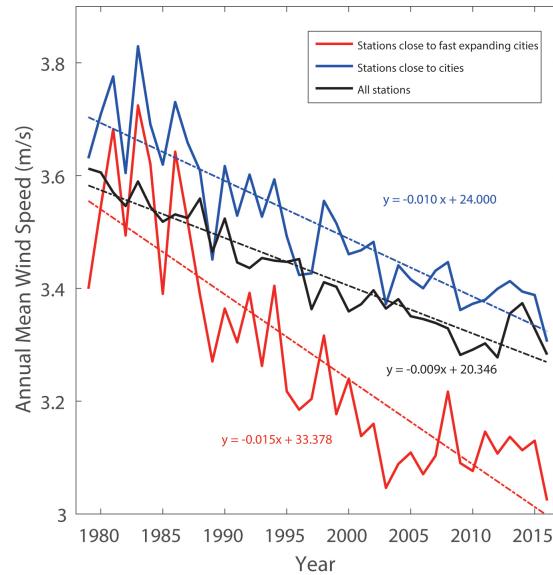


图 4.4 不同城市化速度地区风速演变。红色实线为快速城市化的城市附近站点风速演变，蓝色实线为所有靠近城市站点风速演变，黑色实线为所有站点风速演变。虚线为对应实线的线性趋势。

Figure 4.4 Wind speed evolution under different urbanization rates. Red solid line is evolution of wind speed near fast urbanizing cities, blue solid line is evolution of wind speed near all cities, black solid line is evolution of wind speed across the world. Dash lines are trends for solid lines.

现亚洲整体风速下降速度大于欧洲和北美（图 4.2），似乎预示着城市化在其中起到了一定作用。选择距离城市中心 0.15 度（约 15 km）以内的观测站点，将地表风速趋势与城市建设面积变化速度对比，发现二者有显著的负相关 ($p < 0.01$)，即城市扩张越快的地区，风速越趋向于减小（图 4.3）。对比上述城市中心附近站点中城市扩张速度在前 50% 的风速趋势，所有城市中心附近站点风速趋势和所有站点风速趋势发现，所有城市中心附近站点和所有站点平均风速趋势接近，分别为 0.1 和 0.09 m s^{-1} 每十年，相比之下快速扩张城市周边站点平均风速趋势则得多，达到 0.15 m s^{-1} 每十年（图 4.4）。由此说明城市化进程会使得附近的风速显著减小。

4.3.2 数值试验

为了进一步验证城市化与风速变化的关系，使用 WRF-ARW 4.0 进行数值试验，选择中国东南沿海的珠江入海口附近的珠江三角洲作为模拟区域（图 4.5），因为它包含广州、深圳、珠海、香港、澳门等城市，是中国近 30 多年来城市化最快的地区之一（图 4.6），而中国是全球近 30 多年来城市化最快的国家之一。此地区地势较为平坦，海拔高度基本在 800 m 以下（图 4.5）。

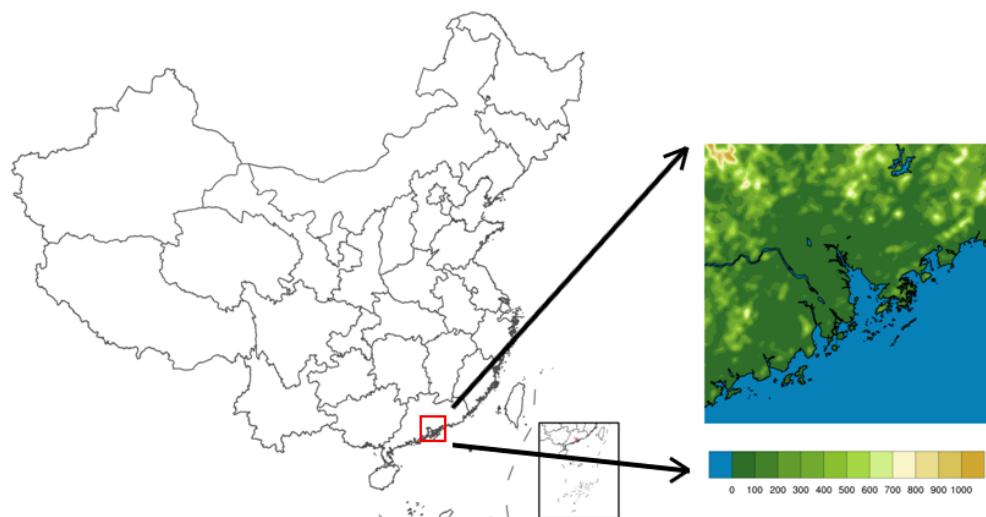


图 4.5 珠江三角洲地理位置

Figure 4.5 Location of the Pearl River Delta.

将模式设置为三层双向嵌套，空间分辨率分别为 30km、10km 和 3.3km（图 4.7），垂直包含 40 个层次，其中边界层内（1km 高度以下）10 个层次；时间

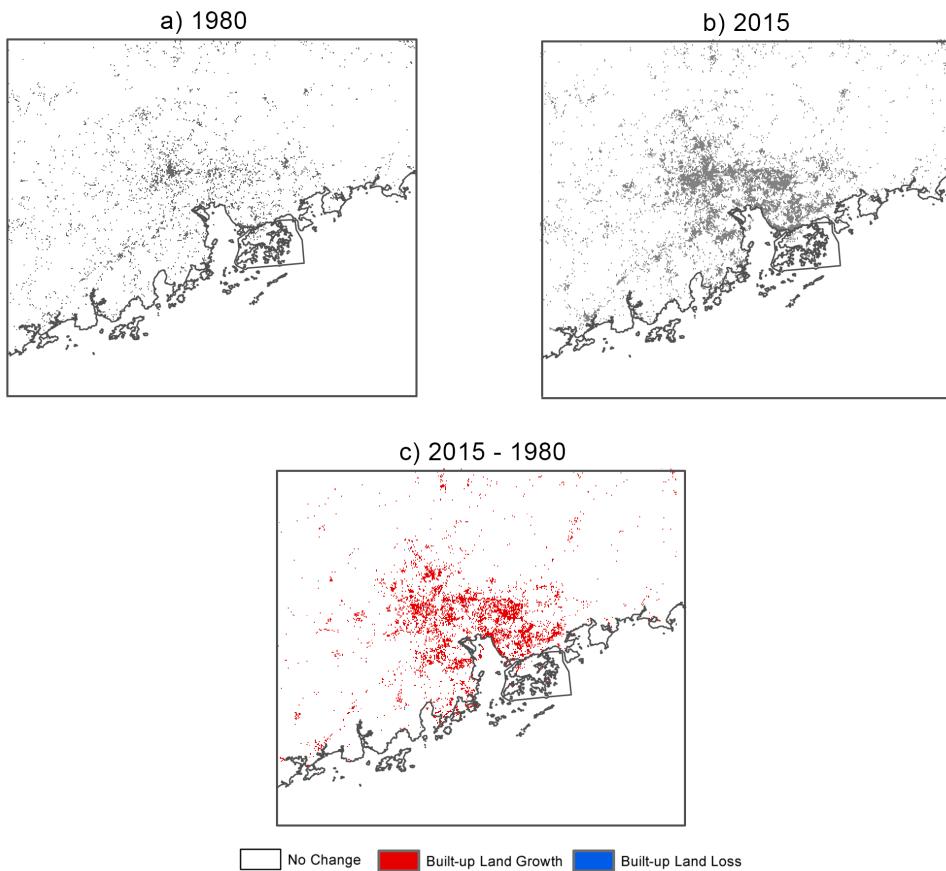


图 4.6 珠江三角洲城市扩张。a) 1980 年城市范围, b) 2015 年城市范围, c) 2015 年相对 1980 年城市范围的变化, 白色表示没有变化, 红色表示增加, 蓝色表示减少。

Figure 4.6 City expansion in the Pearl River Delta. a)Built-up extension in 1980, b)Built-up extension in 2015, c)Built-up change from 1980 to 2015, white color denotes no change occurred, red denotes add, blue denotes lose.

步长为 100 s；微物理参数化方案为 WRF Single-Moment 6-class scheme；积云参数化方案为 Grell 3D，在较高分辨率的两层网格关闭积云参数化；云量使用 Xu-Randall method；长波辐射参数化方案为 RRTM scheme，短波辐射参数化方案为 Dudhia scheme；边界层采用 BouLac PBL，地面层采用 Eta similarity，陆面模式选择 Noah-MP；城市参数化方案采用 Building Environment Parameterization (BEP)。

采用以上模式设置进行三组模拟，分别为：

1. 以华南地区 20 世纪 70 年代末土地利用类型（来自中国土地利用/土地覆盖遥感监测数据集）作为下边界条件进行模拟。
2. 以华南地区 20 世纪 70 年代末土地利用类型叠加 2015 年珠江三角洲地区

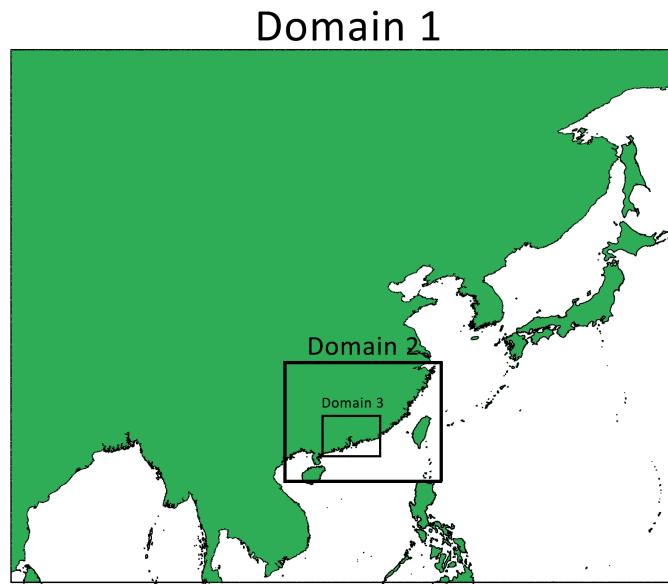


图 4.7 模拟区域

Figure 4.7 Model simulation domains

建设用地范围作为下边界条件进行模拟。

3. 以华南地区 2015 年土地利用类型作为下边界条件进行模拟。

对以上三组模拟，气象场采用 FNL2015 年 6 月和 2015 年 12 月（分别代表珠江三角洲雨季和旱季） 1×1 度 6 小时分辨率物理量场，经确认，在模拟时段内无台风和寒潮过程发生。

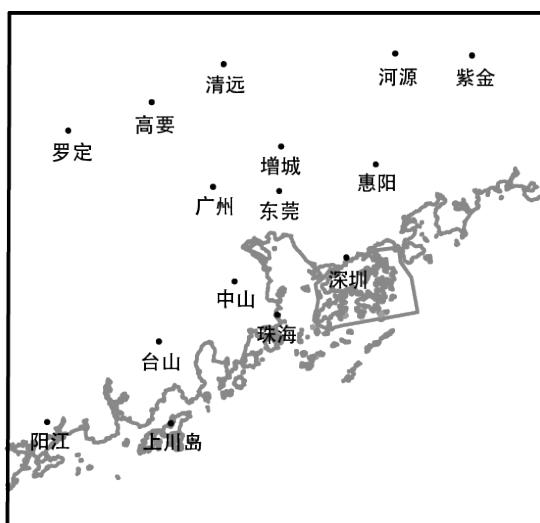


图 4.8 珠江三角洲测站位置

Figure 4.8 Observation stations in the Pearl River Delta.

使用模拟3结果对比观测进行模式性能评估，珠江三角洲及周边区域地面观测站点位置和信息可在图 4.8 和表 4.1 找到。对比模拟与观测结果，发现模拟风速普遍大于观测，这在以往的研究中也被发现 (Zhang 等, 2010; Yu 等, 2015; Zha 等, 2019)。为了减少这种模拟偏差的影响，在模拟结果的分析时，应使用归一化风速变化而不是风速变化的绝对值。模拟与观测风速体现出了很好的相关，说明模拟结果可以很大程度上抓住风速的时间变化。RMSD 结果对比以往研究 (Zhang 等, 2010; Zha 等, 2019) 也表明模式对珠江三角洲区域风速有较好的模拟效果 (表 4.1)。

表 4.1 珠江三角洲站点信息及模式性能评估结果

Table 4.1 Description of observation stations in the Pearl River Delta and model validation results

站名	站号	纬度	经度	海拔 (m)	10 m 风速		
					均值 ($m s^{-1}$) *	相关系数 **	RMSD
高要	59278	23.02	112.27	41.9	3.7(-1.8)	0.07	1.21
清远	59280	23.43	113.05	79.2	3.4(0.1)	0.39	0.95
广州	59287	23.13	113.29	70.7	2.9(-0.4)	0.40	0.65
东莞	59289	22.58	113.44	56.8	2.3(0.5)	0.44	0.54
河源	59293	23.48	114.44	71.6	4.1(-2.1)	0.59	1.10
增城	59294	23.20	113.50	31.5	4.4(-2.0)	0.34	1.40
惠阳	59298	23.04	114.22	109.3	3.2(-0.6)	0.55	1.23
紫金	59304	23.38	115.11	177.6	3.0(-1.4)	0.38	0.77
罗定	59462	22.42	111.36	60.9	2.3(-0.7)	0.21	0.89
台山	59478	22.15	112.47	33.7	4.0(-1.4)	0.47	0.70
中山	59485	22.3	113.24	34.5	3.2(-1.0)	0.35	0.87
珠海	59488	22.17	113.34	52.3	6.7(-4.2)	0.41	1.69
深圳	59493	22.32	114.00	63.9	3.6(-1.2)	0.45	1.42
阳江	59663	21.5	111.58	90.8	4.2(-0.1)	0.30	0.90
上川岛	59673	21.44	112.46	22.3	5.5(0.0)	0.48	1.66

注：* 括号外数值为模拟结果，括号内为观测减去模拟。

** 加粗的数值代表 $p < 0.01$ 。 $r = 0.33$ 对应 $p = 0.01$ ， $r = 0.25$ 对应 $p = 0.05$ 。

将模拟2与模拟1的模拟结果相减，得到城市建设面积变化对于地表风速的

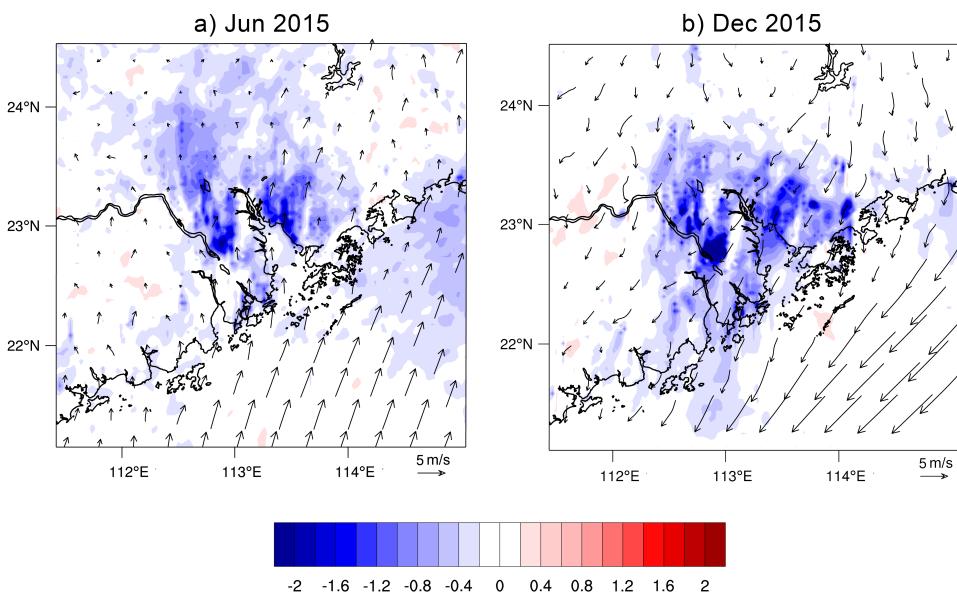


图 4.9 城市化对地表风速的影响 ($m\ s^{-1}$)。a) 使用 2015 年 6 月气象场模拟结果, b) 使用 2015 年 12 月气象场模拟结果, 矢量箭头为对应时间背景风矢量。

Figure 4.9 Impact of urbanization on surface wind speed (in $m\ s^{-1}$). a)Model simulation using June 2015 meteorological fields, b)Model simulation using December 2015 meteorological fields, vectors are background wind vectors during corresponding periods.

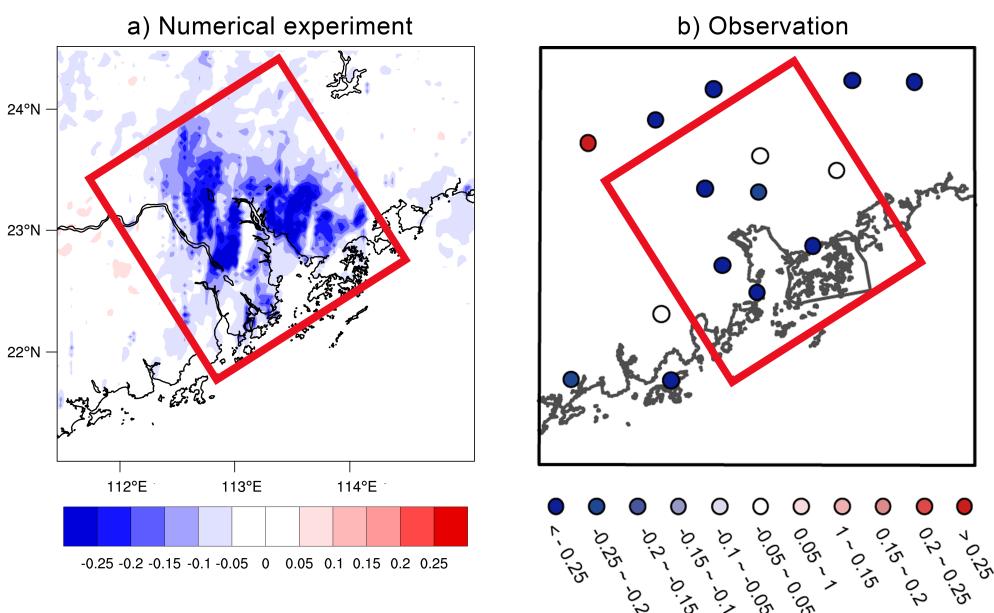


图 4.10 珠江三角洲模拟与观测风速变化 (变化率)。a) 模拟结果, b) 观测结果。

Figure 4.10 Simulated and observed wind speed change in the Pearl River Delta (in changing rate). a)Simulation, b)Observation.

影响。发现相对 20 世纪 70 年代末，珠江三角洲在 2015 年城市化状况下风速显著偏小，城市群所在区域风速差可达 1 m s^{-1} 以上。同时，城市群下风向地区风速也表现出偏小，6 月珠江三角洲盛行偏南风，城市群北部有风速偏小区域；12 月珠江三角洲盛行偏北风，城市群南部有风速偏小区域（图 4.9）。将两个月模拟结果平均，并差值到 6 个观测站点（图 4.10 b) 红框内），得到风速平均减小了 11.6%，相比之下，观测风速在 1979-2016 平均减小了 33.4%，由此可得城市化对于风速减小的贡献达到 35%（图 4.10）。此外，城市化对于风速的影响主要体现在大风， 2 m s^{-1} 以下风速变化很小（图 4.11）。

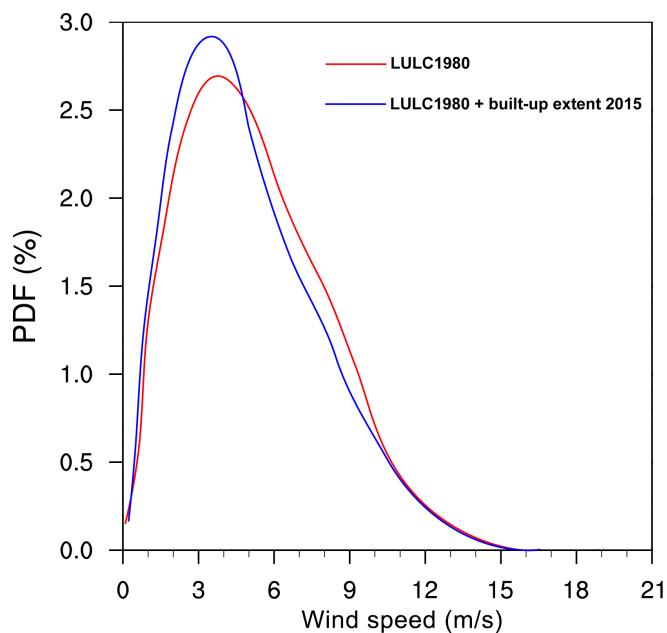


图 4.11 珠江三角洲 20 世纪 70 年代末与 2015 年城市化状况下风速概率密度分布。红色（蓝色）实线为使用 20 世纪 70 年代末城市化状况（2015 年城市化状况）的模拟结果。

Figure 4.11 Probability distribution function of wind speed in the Pearl River Delta under the built-up condition in late 1970s and 2015. Red (Blue) line is the simulation result using built-up condition in late 1970s (2015).

4.4 植被变化的影响

4.4.1 基于 NDVI 和风速观测数据的统计学分析

使用 GIMMS NDVI 3g 观测站点周围 3×3 ($\sim 25 \times 25 \text{ km}$) 北半球植被生长期（4-9 月）平均计算得到 1982-2015 年 NDVI 趋势，发现亚洲和欧洲的大部分区域 NDVI 有显著增加，表明植被有明显增加，相比之下，北美洲 NDVI 无明显

趋势(图4.12)。将NDVI趋势与风速趋势对比,没有发现有明显的相关关系,原因可能是草地等低矮植被的变化对10 m风速无明显影响,而林地等高大植被变化才能够对10 m风速产生影响。选取林地覆盖面积超过90%的芬兰,且其在2001-2016年间有超过95%的植被变化来自林地变化(图4.13),发现NDVI趋势与风速趋势呈显著负相关($p < 0.05$)(图4.14),表明植被(主要是林地)增加的区域风速趋向于减小。

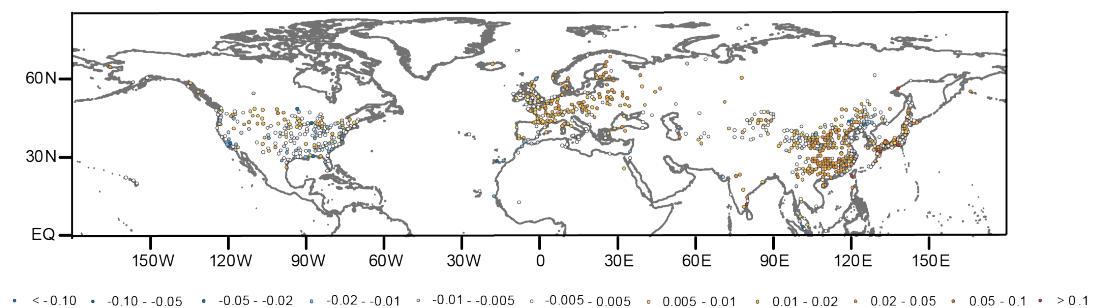


图4.12 北半球植被生长季NDVI趋势(每十年)

Figure 4.12 Growing season NDVI trend over the Northern Hemisphere (in decade^{-1}).

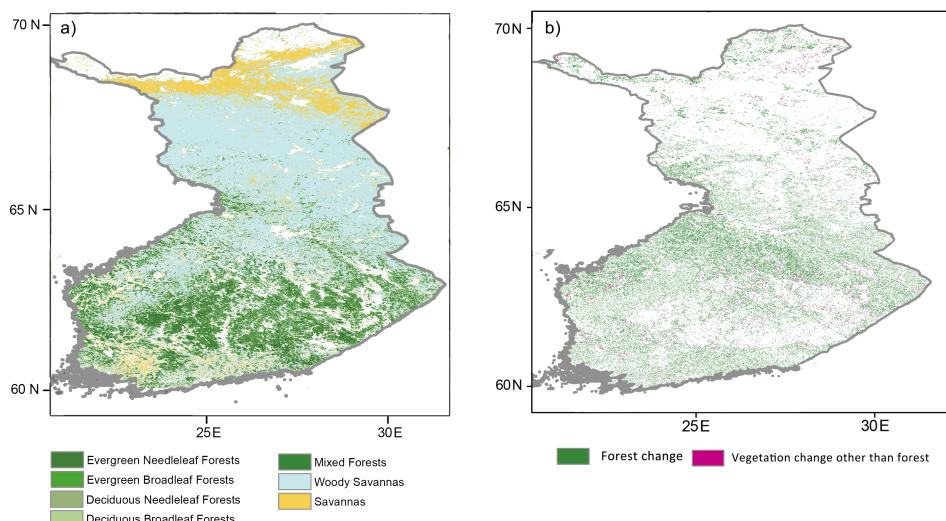


图4.13 芬兰植被分布与变化。a) 芬兰2001年林地分布, b) 芬兰2016相对2001植被变化, 绿色为林地变化, 红色为除林地外其他植被变化。

Figure 4.13 Spatial distribution and temporal change of vegetation in Finland. a) Spatial distribution in 2000, b) Change from 2001 to 2016, green denotes woodland change, red denotes vegetation change other than woodland.

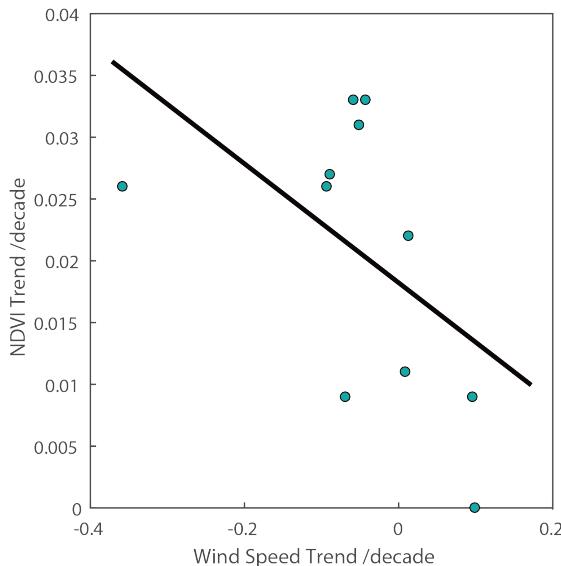


图 4.14 芬兰站点风速趋势与附近 NDVI 趋势

Figure 4.14 Wind speed trend and NDVI trend nearby in Finland.

4.4.2 数值试验

使用 WRF-ARW 4.0 进行数值试验进一步验证植被与风速变化的关系，选择芬兰植被变化更为明显同时也是大部分观测站点所在的南芬兰作为模拟区域（图 4.15）。将模式设置为四层双向嵌套，空间分辨率分别为 30km、10km、3.3km 和 1.1km（图 4.16），垂直包含 40 个层次，其中边界层内（1km 高度以下）10 个层次；时间步长为 100 s；微物理参数化方案为 WRF Single-Moment 6-class scheme；积云参数化方案为 Grell 3D，在较高分辨率的两层网格关闭积云参数化；云量使用 Xu-Randall method；长波辐射参数化方案为 RRTM scheme，短波辐射参数化方案为 Dudhia scheme；边界层采用 BouLac PBL，地面层采用 Eta similarity，陆面模式选择 Noah-MP。

采用以上模式设置进行两组模拟，分别为：

1. 以南芬兰地区 2001 年土地利用类型（MODIS12Q1）作为下边界条件进行模拟。
2. 以南芬兰地区 2001 年土地利用类型叠加 2016 相对 2001 年南芬兰地区林地变化作为下边界条件进行模拟。

对以上两组模拟，气象场采用 FNL2001 年 1 月和 2001 年 6 月（分别代表植被非生长季节和生长季节） 1×1 度 6 小时分辨率物理量场。

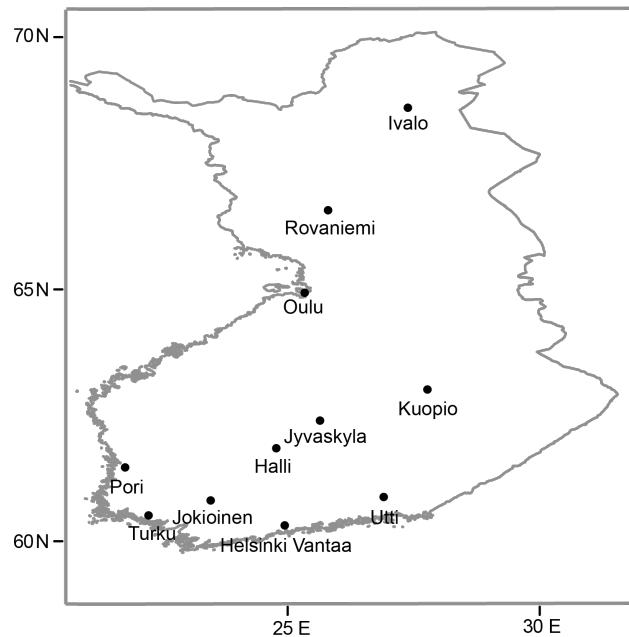


图 4.15 芬兰站点分布

Figure 4.15 Locations of observation stations in Finland.

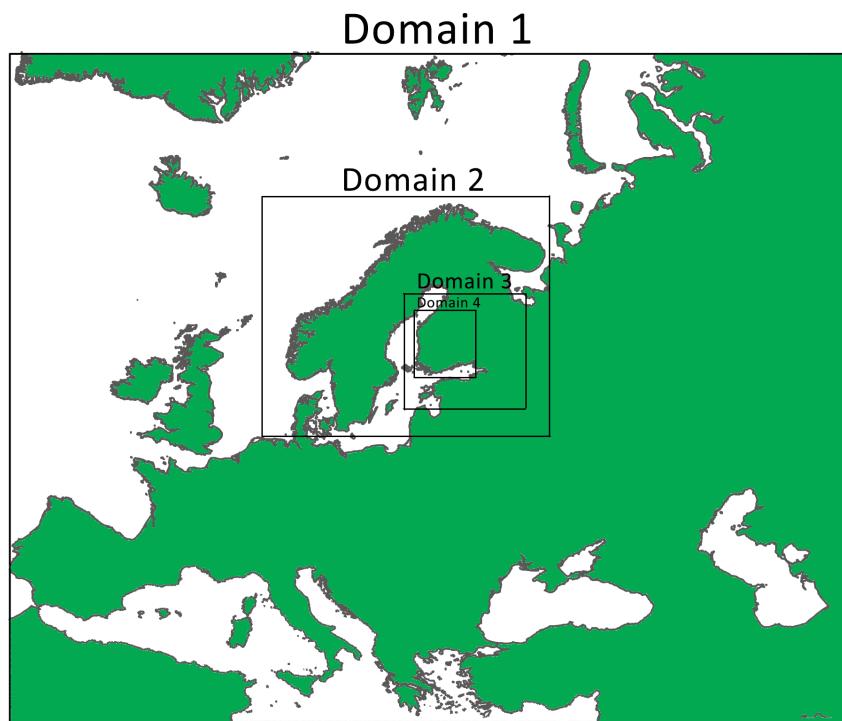


图 4.16 模拟区域

Figure 4.16 Model simulation domains

使用模拟1进行模式性能评估，南芬兰地区观测站信息参见表 4.2，表中除 Oulu、Rovaniemi、Ivalo 外，其余站点均分布在南芬兰。对比模拟与观测结果，与本章/refsec:urbanimpact 节类似，模拟风速大于观测风速，但二者相关系数较高，表明模拟能够较好的抓住风速随时间的变化，RMSD 也较低，总体来看模式模拟效果良好。

表 4.2 南芬兰站点信息及模式性能评估结果

Table 4.2 Description of observation stations in the southern Finland and model validation results

站名	站号	纬度	经度	海拔 (m)	10 m 风速		
					均值 ($m s^{-1}$) *	相关系数 **	RMSD
Pori	29520	61.47	21.8	13.4	5.4(-1.4)	0.38	1.35
Turku	29720	60.52	22.27	49.1	5.0(-1.7)	0.26	1.57
Jokioinen	29630	60.82	23.50	103.0	4.8(-1.8)	0.04	1.41
Helsinki Vantaa	29740	60.32	24.97	54.6	4.5(-0.6)	0.34	1.27
Halli	29450	61.80	24.80	146.0	4.6(-1.5)	0.36	1.34
Jyvaskyla	29350	62.40	25.67	139.9	4.5(-1.1)	0.27	1.43
Utti	29660	60.88	26.93	103.3	4.0(-0.8)	0.34	1.33
Kuopio	29170	63.02	27.80	98.5	5.2(-1.9)	0.42	0.99

注：* 括号外数值为模拟结果，括号内为观测减去模拟。

** 加粗的数值代表 $p < 0.01$ 。 $r = 0.33$ 对应 $p = 0.01$ ， $r = 0.25$ 对应 $p = 0.05$ 。

将模拟2与1相减，得到林地变化对于风速的影响。由林地变化造成的对风速影响中，主要的作用是风速减小（图 4.18），考虑到林地变化中的超过 70% 是增加（图（芬兰林地变化）），得到这种模拟结果非常合理。1 月林地变化对于风速变化的影响明显小于 7 月，因而 1 月很多落叶林地变得光秃，对风速的影响变小。将两个月的模拟结果平均，计算归一化风速变化，差值到观测站点，得到南芬兰 8 个站点林地对风速影响平均为-2.5%。假设林地变化与风速变化满足线性关系（即 $\Delta(\text{woodland area}) = \alpha\Delta(\text{wind speed})$ ），并以 NDVI 代替林地变化，得到 1979-2016 林地变化对风速的影响在 8 个站点平均为-5.1%，而观测风速的变化为-5.8%，即林地变化可以解释南芬兰风速变化的 87%。

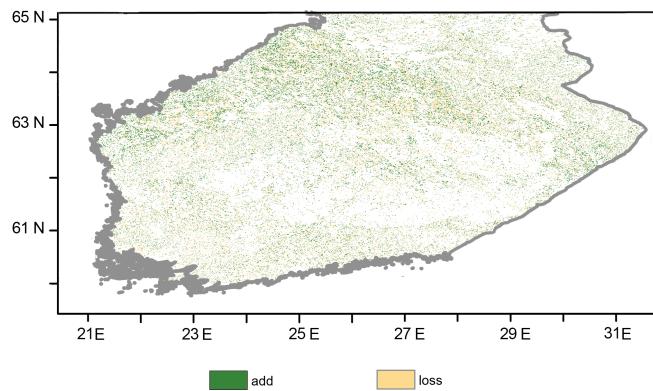


图 4.17 南芬兰林地变化。绿色为增加，黄色为减少。

Figure 4.17 Woodland change in southern Finland. Green color denotes add, yellow denotes lose.

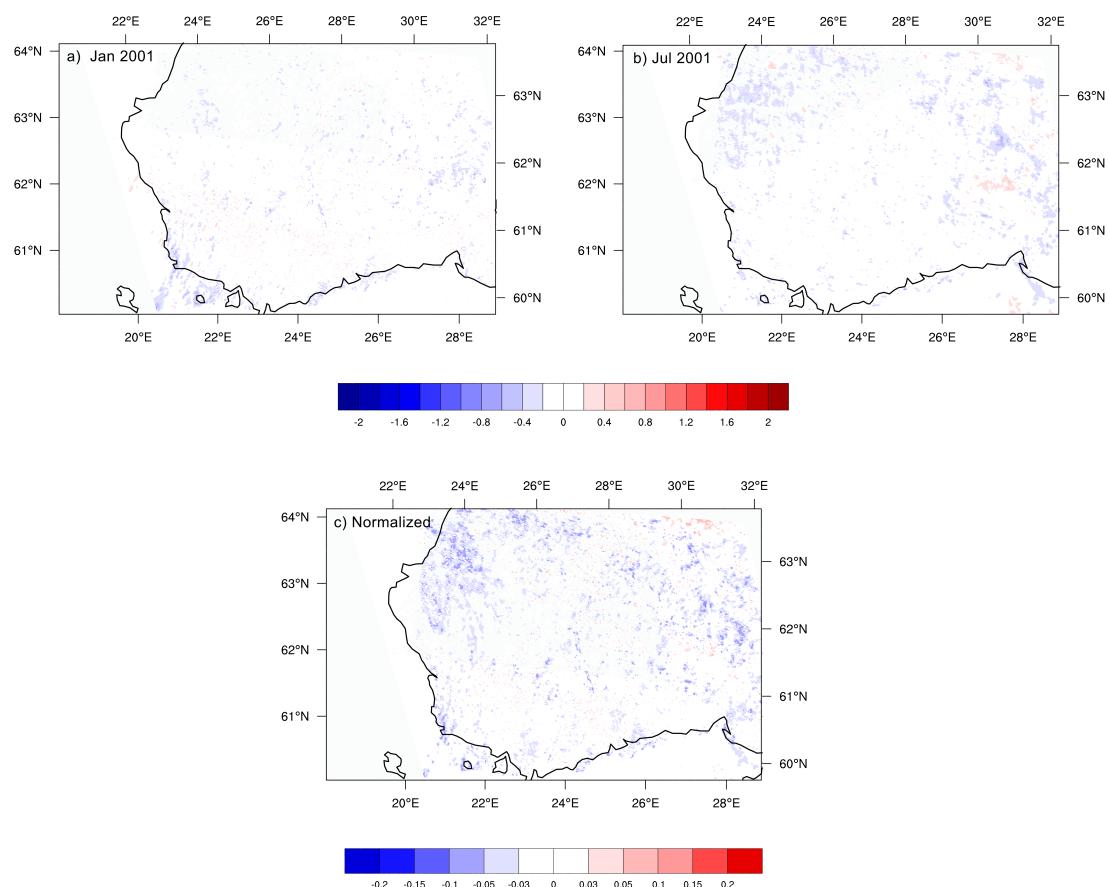
图 4.18 林地变化对地表风速的影响。a) 使用 2001 年 1 月气象场模拟结果 ($m s^{-1}$)，b) 使用 2001 年 7 月气象场模拟结果 ($m s^{-1}$)，c) a 和 b 模拟结果平均归一化的结果。

Figure 4.18 Impact of woodland change on surface wind speed. a)Simulation with January 2001 meteorological fields (in $m s^{-1}$), b)Simulation with July 2001 meteorological fields (in $m s^{-1}$), c)Normalized value of a) and b) averaged.

4.5 大气稳定度变化的影响

使用 HadGHCND 地表日最高气温和 HadAT 850 hPa 气温的差值估计地表至 850 hPa 日间垂直温度递减率，因为缺乏对应的对人为误差进行调整过的 850 hPa 位势高度观测数据，计算时假设两层之间的高度变化可以忽略，这会对计算结果产生一定的不确定性。结果发现北美洲日间边界层垂直温度递减率有普遍减小，表明北美洲日间地表温度增加慢于 850 hPa（约为边界层顶高度），这会使得边界层内稳定性增加，湍流活动减弱，高层动量难以传递到地表附近。这也一定程度上解释了为何北美洲对流层低层风速显著增加而地表风速显著减小。欧洲有效数据较少，大部分格点日间垂直温度递减率增加，表明地表日间增温快于对流层底层。亚洲的情况与欧洲类似，这种情况下有利于边界层内湍流活动发展，高层动量更容易传递到地表附近（图 4.19）。

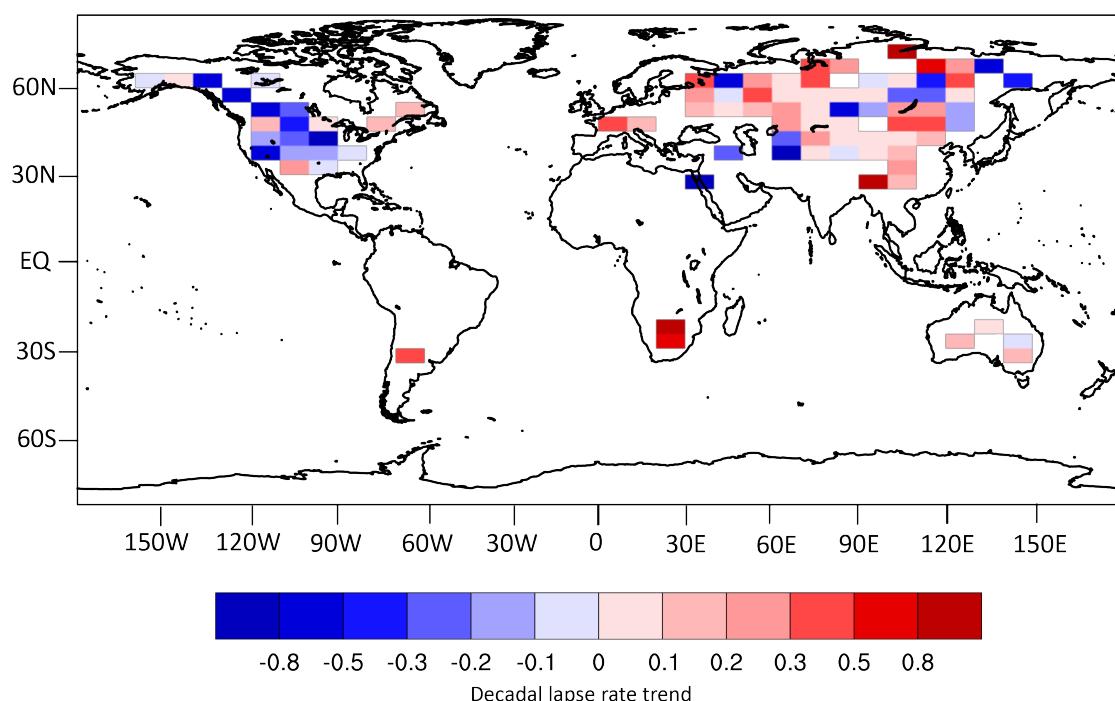


图 4.19 近地层垂直温度递减率趋势 (每十年)

Figure 4.19 Near surface lapse rate trend (in decade^{-1})

4.6 本章小结

本章从城市化，植被变化和大气稳定度变化三个方面分析了大气运动阻力变化对于陆地地表风速长期变化的影响，得到以下结论：

1. 近 30 多年来全球特别是亚洲城市化进程迅猛，城市化速度与风速趋势呈显著负相关关系，表明城市化进程是地表风速减小的重要原因，模式试验结果表明珠江三角洲城市变化可以解释 1979 年来观测风速减小的 35%。

2. 近 30 多年来 NDVI 在北半球普遍呈增长趋势，表明植被普遍增加，但其与风速变化并没有很好的相关关系，原因可能是草地等低矮植被对 10 m 风速难以产生显著影响。在植被变化由林地变化主导的芬兰发现 NDVI 与风速趋势呈显著负相关，模式试验结果表明南芬兰林地变化可以解释 1979 年以来观测风速减小的 87%。

3. 北美日间垂直温度递减率普遍呈负趋势，预示着湍流活动减弱，高层动量难以向地表附近传递，这也解释了为何北美自由大气风速和地表风速趋势呈反向变化。欧洲和亚洲日间垂直温度递减率大部分呈现正趋势，预示湍流活动增强，高层动量更容易向地表附近传递。

第5章 北半球陆地地表风速长期变化对风能资源的影响

5.1 引言

风能是目前全球最主要的新型可再生能源之一，2018年风电装机容量在所有新型可再生能源中排名第一，达到591 GW ([REN21 2019 global status report](#))。陆地风电是风电的主导，达到568 GW，海上风电由于建造和维护成本较高，目前只有23 GW。在全球风电工业中，中国总装机容量处于领先地位，其中陆地风电装机容量占全球的36%（全球排名第一），海上风电装机容量占全球20%（全球排名第三，英国、德国分列第一、第二）（表5.1）。同时，风电行业近十几年来一直处于高速发展。2001年全球风电装机容量仅为24 GW，2001-2010年每年增长超过26%，至2010年达到198 GW，2010-2014年平均年增长率超过17%，2013年达319 GW，2013年至今仍可以保持每年超过13%的增长率（图5.1）。其中，中国的贡献占到很大的比重，2017年中国新增装机容量18 GW，占全球的36%，2018年中国新增21 GW，占全球45%。

表5.1 截止2018年各国风电装机容量^{*}

Table 5.1 Wind energy capacity by country until 2018.

国家	陆地风电		国家	海上风电	
	装机容量 (MW)	全球占比		装机容量 (MW)	全球占比
中国	206804	36%	英国	7963	34%
美国	96635	17%	德国	6380	25%
德国	53480	9%	中国	4588	20%
印度	35129	6%			
西班牙	22978	4%			
法国	15307	3%			
巴西	14707	3%			
英国	13001	2%			
加拿大	12816	2%			
意大利	12800	2%			

注：* 来源：[REN21 2019 global status report](#)

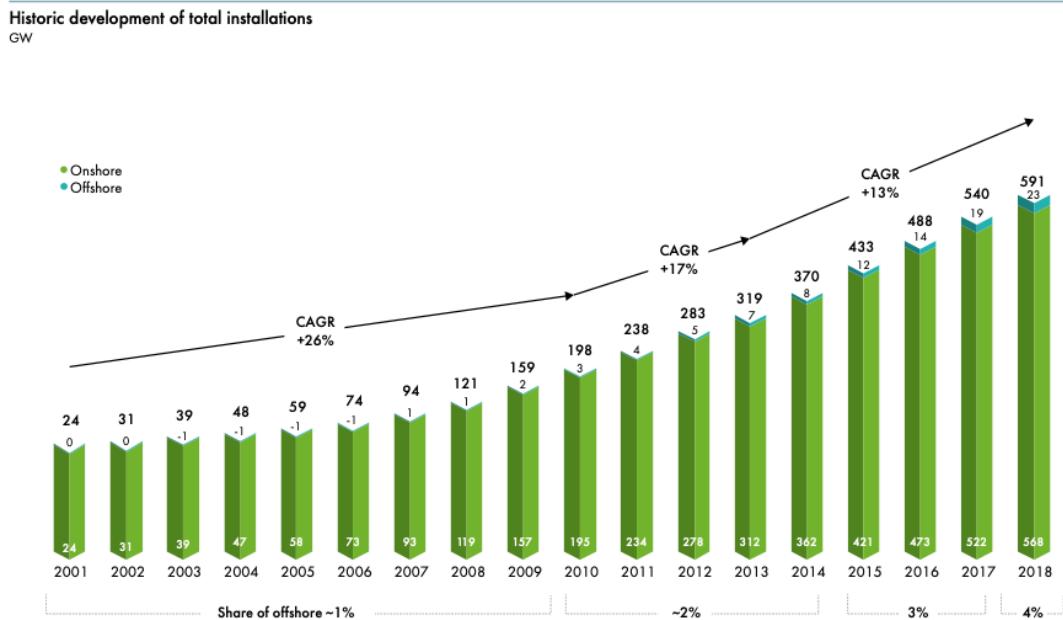


图 5.1 风电装机容量历史变化。来源：[REN21 2019 global status report](#)。

Figure 5.1 Historical evolution of wind energy capacity. Source: [REN21 2019 global status report](#)

鉴于全球风电市场的规模和影响力，相关研究也不断涌现。Archer 和 Jacobson (2005) 利用全球陆地和探空观测差值到 80 m (商用发电机高度在 80-120 m) 计算得到全球约 13% 的站点年均风速大于 6.9 m s^{-1} (风电 3 类风力及以上，适合建设风电场)，其中美国中部地区，欧洲北海沿岸地区此类站点较为集中。如果将此类站点所在区域都建设风电场，那么以 2000 年的情况，假设风力发电机能够捕获 20% 的风能，那么风电发电量可以满足全球所有能源需求 (约全球用电量的 7 倍)。Lu 等 (2009) 利用 GEOS-5 同化全球各种观测资料得到的格点风场资料 (水平分辨率 $67 \times 50 \text{ km}$ ，垂直最低两层的高度约为 71 m 和 201 m) 差值到 100 m 计算全球陆地风能资源。若去除掉不适合建设风电场的城市、森林、冰川，其他地区全部建设风电场，假设风电场的效率为 20%，那么以 2006 年的情况计算，风电发电量可以超过全球所有能源需求的 5 倍 (全球用电量的 40 倍)。

然而，前人对于风能资源的诸多研究中几乎没有研究涉及它的历史长期变化。由第2章可以知道，全球特别是北半球陆地地表风速出现了普遍减小，根据风能公式 (第1章公式 1.3))，风速的变化会在风能密度中被放大，因而风能资源在近十年来应当也出现了减少，但目前没有研究对这种影响进行定量估计。本章将首先评估近几十年来陆地风能资源的整体状况，然后分析风速长期变化对于

风能资源的影响。

此外，目前对于风能资源未来变化的研究高度依赖全球气候模式 (Pryor 和 Barthelmie, 2011; Karnauskas 等, 2018)，而以往对于全球气候模式对风能模拟能力的评估也几乎都没有考察其历史长期变化，这会大大影响研究者对于全球气候模式预估结果不确定性的估计。本章将评估全球气候模式对风能历史长期变化的模拟能力。

5.2 资料和方法

本章使用了 NCEI-CMDC 风速资料和 ERA-Interim 再分数据集 6 小时分辨率 10 m U、V 风场数据用于风能资源估计，数据相关介绍见第2章。

陆地地表风速模拟数据来自 CMIP5 的 34 个全球气候模式，模式简介见表 5.2。本章使用了包含自然和人为强迫的历史模拟月平均数据。值得一提的是 CSIRO-MK3.6 地表风速的高度是 2 m，而所有其他模式都是 10 m。

表 5.2 全球气候模式信息

Table 5.2 Description of global climate models

模式名称	开发机构 (所在国家)	大气模式水平分辨率	参考文献
ACCESS1.0	CSIRO-BOM (澳大利亚)	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	Dix 等 (2013)
ACCESS1.3	CSIRO-BOM (澳大利亚)	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	Dix 等 (2013)
BCC-CSM1.1	BCC-CMA(中国)	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$	Xin 等 (2013)
BCC-CSM1.1(m)	BCC-CMA(中国)	160×320 T106	Liu 等 (2015)
BNU-ESM	GCESS (中国)	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$	Ji 等 (2014)
CanESM2	CCCMA (加拿大)	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$	Arora 等 (2011)
CMCC-CESM	CMCC (意大利)	$3.75^\circ \times 3.75^\circ$	Fogli 等 (2009)
CMCC-CM	CMCC (意大利)	$0.75^\circ \times 0.75^\circ$	Fogli 等 (2009)
CMCC-CMS	CMCC (意大利)	$1.875^\circ \times 1.875^\circ$	Fogli 等 (2009)
CSIRO-Mk3.6.0	CSIRO-QCCC (澳大利亚)	$1.875^\circ \times 1.875^\circ$	Gordon 等 (2002)
FGOALS-s2	LASG-IAP-CAS (中国)	$2.81^\circ \times 1.66^\circ$	Bao 等 (2013)
GFDL-CM3	NOAA GFDL (美国)	$1.875^\circ \times 1.875^\circ$	Griffies 等 (2011)
GFDL-ESM2G	NOAA GFDL (美国)	$2.5^\circ \times 2^\circ$	Dunne 等 (2012, 2013)
GFDL-ESM2M	NOAA GFDL (美国)	$2.5^\circ \times 2^\circ$	Dunne 等 (2012, 2013)
GISS-E2-H	NASA GISS (美国)	$2.5^\circ \times 2^\circ$	Schmidt 等 (2014)

表 5.2 续表。

Table 5.2 Continued table.

GISS-E2-H-CC	NASA GISS (美国)	$1^\circ \times 1^\circ$	Schmidt 等 (2014)
GISS-E2-R	NASA GISS (美国)	$2.5^\circ \times 2^\circ$	Schmidt 等 (2014)
GISS-E2-R-CC	NASA GISS (美国)	$1^\circ \times 1^\circ$	Schmidt 等 (2014)
HadCM3	MOHC (英国)	$3.75^\circ \times 2.5^\circ$	Johns 等 (2003)
HadGEM2-AO	MOHC (英国)	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	Collins 等 (2011)
HadGEM2-CC	MOHC (英国)	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	Collins 等 (2011)
HadGEM2-ES	MOHC (英国)	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	Collins 等 (2011)
INM-CM4	INM (俄罗斯)	$2^\circ \times 1.5^\circ$	Volodin 等 (2010)
IPSL-CM5A-LR	IPSL (法国)	$3.75^\circ \times 1.9^\circ$	Dufresne 等 (2013)
IPSL-CM5A-MR	IPSL (法国)	$2.5^\circ \times 1.25^\circ$	Dufresne 等 (2013)
IPSL-CM5B-LR	IPSL (法国)	$3.75^\circ \times 1.9^\circ$	Dufresne 等 (2013)
MIROC4h	MIROC (日本)	$0.56^\circ \times 0.56^\circ$	Sakamoto 等 (2012)
MIROC5	MIROC (日本)	$1.4^\circ \times 1.4^\circ$	Watanabe 等 (2010)
MIROC-ESM	MIROC (日本)	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$	Watanabe 等 (2010)
MIROC-ESM-CHEM	MIROC (日本)	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$	Watanabe 等 (2010)
MPI-ESM-LR	MPI-M (德国)	$1.8^\circ \times 1.8^\circ$	Giorgetta 等 (2013)
MPI-ESM-MR	MPI-M (德国)	$1.8^\circ \times 1.8^\circ$	Giorgetta 等 (2013)
MPI-ESM-P	MPI-M (德国)	$1.8^\circ \times 1.8^\circ$	Giorgetta 等 (2013)
MRI-CGCM3	MRI (日本)	320×160 T159	Yukimoto 等 (2012)

由于风速观测取自于 10 m 附近，而风力发电机高度约为 100 m，使用 power law (Peterson 和 Hennessey, 1978) 将 10 m 风速差值到 100 m：

$$\frac{U_2}{U_1} = \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^\alpha \quad (5.1)$$

其中 U_2 和 U_1 分别是 z_2 和 z_1 高度的风速， α 是一个经验参数，在大气稳定度为中性且周边较为平坦开阔的情况下， α 约为 0.14。

通常认为，风速满足双参数 Weibull 分布 (Pryor 和 Barthelmie, 2010)，其概率密度分布函数 (PDF) 为：

$$f(x) = \frac{b}{a} \left(\frac{x}{a}\right)^{b-1} \exp\left[-\left(\frac{x}{a}\right)^b\right] \quad (5.2)$$

其中 a 为尺度参数, b 为形状参数。估计 a 和 b 数值方法如下 ([Monahan, 2006a,b](#)):

$$b = \left(\frac{\bar{x}}{\sigma}\right)^{1.086} \quad (5.3)$$

$$a = \frac{\bar{x}}{\Gamma(1 + \frac{1}{b})} \quad (5.4)$$

其中, \bar{x} 为样本均值, 可使用观测值估计, σ 为样本标准差, 可使用 ERA-Interim 资料估计, 因为 NCEI-CMDC 为日平均数据, 而公式 5.3 最适用于原始观测数据, 即由单次观测组成的观测资料, ERA-Interim 6 小时分辨率风场资料与此类似。 Γ 为 Gamma 函数:

$$\Gamma(x) = \int_0^\infty t^{x-1} e^{-t} dt \quad (5.5)$$

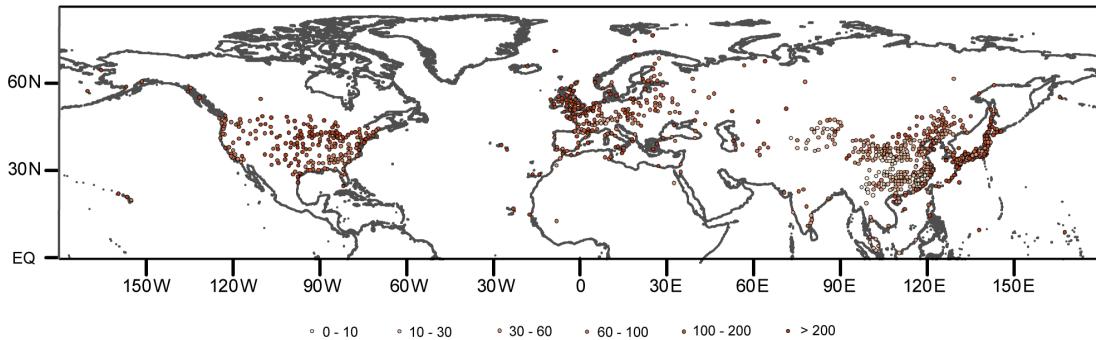
将 (第1章公式 1.3) 代入, 得到:

$$E = \frac{1}{2} \rho a^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{b}\right) \quad (5.6)$$

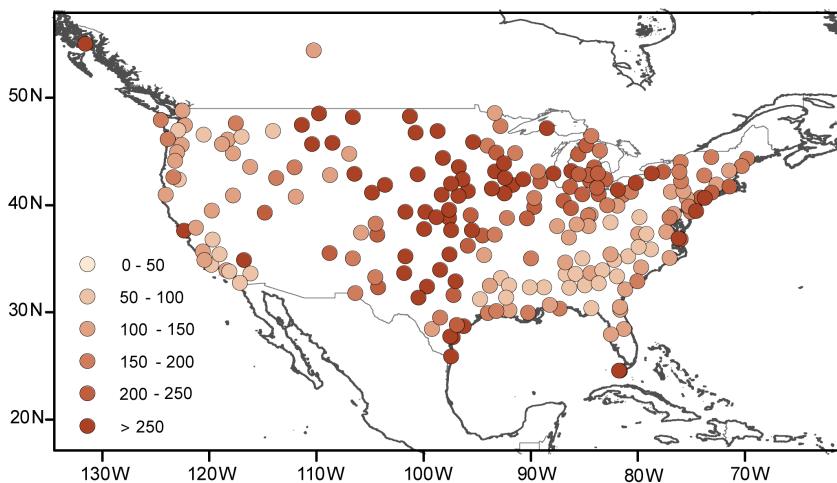
其中, ρ 为空气密度, 在 15 摄氏度标准大气压下为 1.225 kg m^{-3} 。

5.3 北半球风能资源评估

由 1979-2016 年气候态风场计算北半球风能密度分布, 计算时将风力发电机可利用的风速设定为 $3-25 \text{ m s}^{-1}$, 得到北半球中位数风能密度为 118 W m^{-2} , 北美洲为 183 W m^{-2} , 欧洲为 181 W m^{-2} , 亚洲为 46 W m^{-2} , 亚洲显著小于北美洲和欧洲。总体来看沿海地区风能密度大于内陆, 北美洲除外, 其风能密度最高的地区在中部地区 (图 5.2)。下面逐个大洲进行分析。

图 5.2 北半球风能密度 ($W m^{-2}$)Figure 5.2 Wind power density in the Northern Hemisphere (in $W m^{-2}$)

北美洲中部和东北部风能密度较大，多数站点超过 $200 W m^{-2}$ ，中部风能密度最大，大部分站点超过 $250 W m^{-2}$ 。相比之下，北美西海岸和东南部风能密度多在 $150 W m^{-2}$ 以下（图 5.3）。对比美国风力发电场分布，主要分布在中部和中西部地区，而东南部没有一座风电场，这与风能密度分布基本吻合。然而，西南部的加利福尼亚州也安装了大量风力发电机，占到全美总量的 24%，原因是加利福尼亚州经济发达且环保观念较强，加州甚至立法要求全州公用事业单位在 2030 年前要实现一半电力来自可再生能源（《清洁能源和减少污染法案》SB 350），因而此地区有较强的使用风力发电的能力和愿望（图 5.4）。可见风电的分布不仅取决于风能资源情况，也受到地方经济发展水平和观念的影响。

图 5.3 北美风能密度 ($W m^{-2}$)Figure 5.3 Wind power density in North America (in $W m^{-2}$)

欧洲风能密度最大的区域在北海沿岸，包括英国、法国和德国的沿海地区，

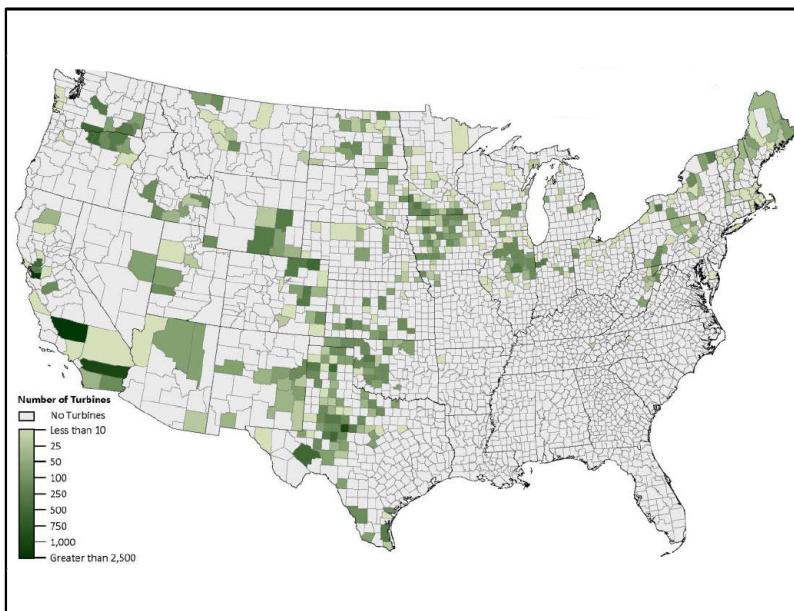


图 5.4 美国风机分布。来源: [Wind Energy Land Distribution In The United States of America](#)。

Figure 5.4 North American wind turbine locations. Source: [Wind Energy Land Distribution In The United States of America](#).

风能密度大多在 200 W m^{-2} 以上。相比之下，欧洲内陆地区风能密度普遍较低，大部分站点在 150 W m^{-2} 以下（图 5.5）。欧洲风电场最密集的国家是德国，其次是英国和西班牙，其中英国是风电装机总量前十国家中海上风电占比最高的，达到 $1/3$ 。法国、瑞典和意大利也有大量的风电场运行（图 5.6）。对比风能资源与风电场的分布，发现风电场主要分布在风能资源丰富的地区。值得一提的是，由于德国长时间地面观测资料较为缺乏，在研究中缺少其风能资源状况的数据，但根据 Lu 等 (2009) 使用 2006 年风场测算，德国沿海地区风能资源非常丰富（与法国类似），十分适合风力发电。此外，德国的雄厚工业实力以及强烈的环保观念也起到了很大影响，德国拥有西门子、Enercon、Repower 等一批风机制造领域有影响力公司，德国也于 2000 年通过《可再生能源法》(EEG-2000) 对于可再生能源行业进行扶持。

亚洲多数站点分布在中国和日本，其中日本沿海地区风能资源较为丰富，中国沿海地区同样是风能资源较为丰富的地区，除沿海外，中国东北和内蒙古中部地区也有较为丰富的风能资源，多在 100 W m^{-2} 以上（图 5.7）。由于日本风电产业并不发达，装机容量仅为中国的 $1/70$ ，因而这里不对日本风电场分布进行分析。中国在全球风电行业处于领先地位并在近年来一直保持高速增长，目前风

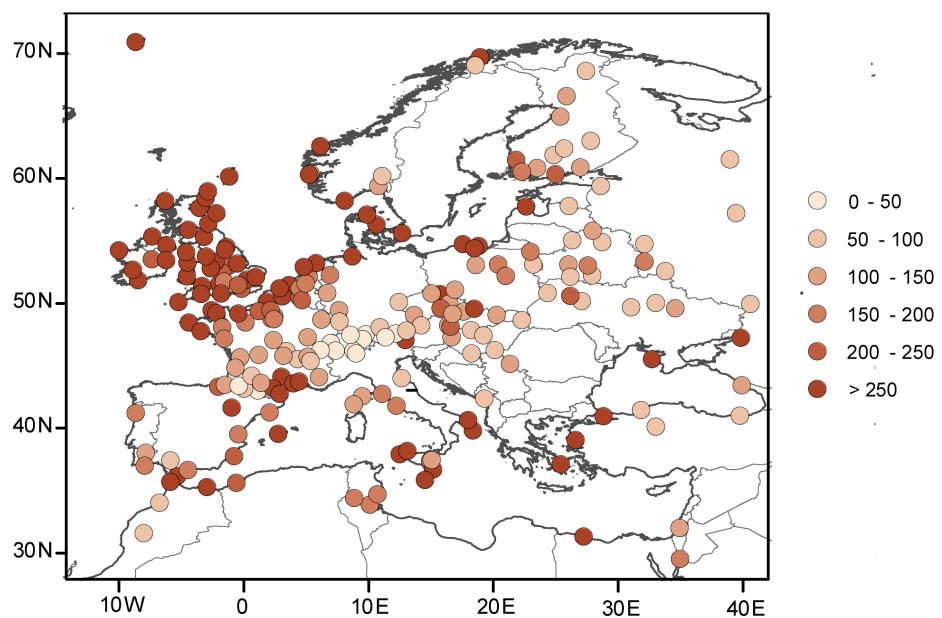


图 5.5 欧洲风能密度 ($W\ m^{-2}$)

Figure 5.5 Wind power density in Europe (in $W\ m^{-2}$)

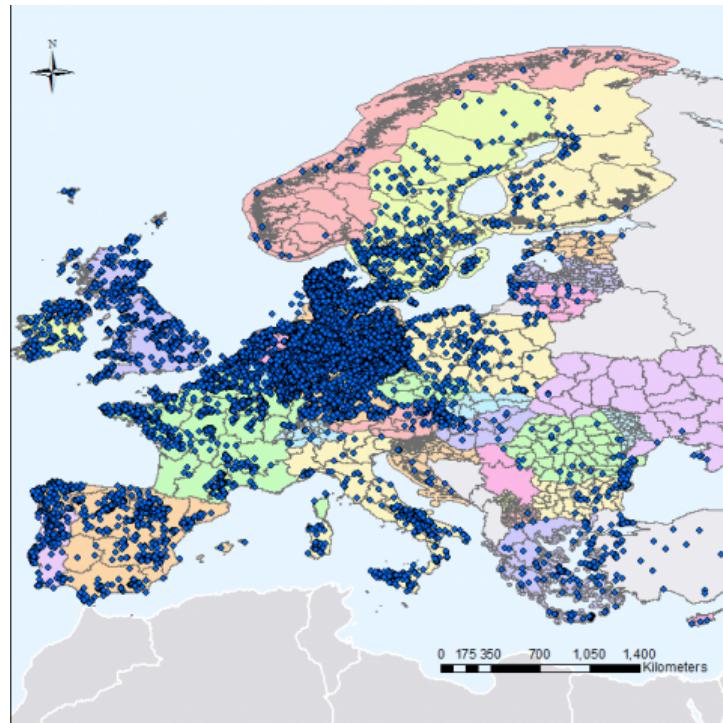


图 5.6 欧洲风机分布。来源: [EMHIRES dataset Part I: Wind power generation](#)。

Figure 5.6 European wind turbine locations. Source: [EMHIRES dataset Part I: Wind power generation](#).

电场集中分布于东部沿海地区，黑龙江、河北，内蒙古中部、甘肃酒泉和新疆哈密等地区，其中，内蒙古在各省中装机容量排名第一，其后是新疆、甘肃和河北（图 5.8）。中国风电场的分布与风能密度高的地区高度重合，表明风电场规划选址十分科学合理。中国风电产业的发展主要依赖于政策的扶持，中国政府出台了一系列优惠政策鼓励风电产业发展，包括对银行贷款给予财政补贴，增值税优惠，设备进口关税优惠和对风电相关技术研究的资助等（《中华人民共和国可再生能源法》）。

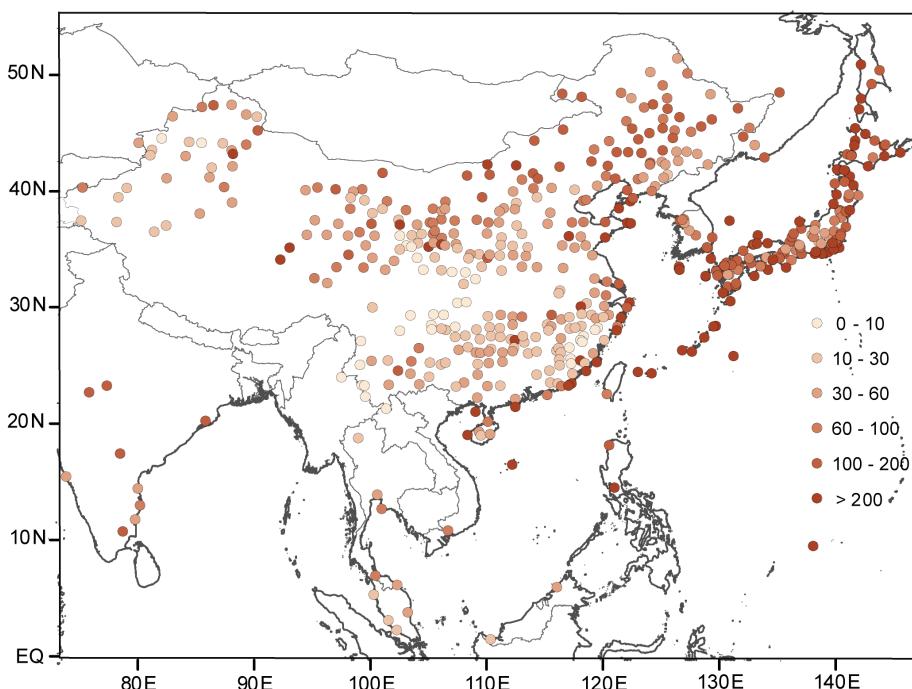


图 5.7 亚洲风能密度 ($W\ m^{-2}$)

Figure 5.7 Wind power density in Asia (in $W\ m^{-2}$)

5.4 陆地地表风速长期变化对风能资源的影响

1979 年至今，受到地表风速普遍减小的影响，北半球风能密度也出现了显著减小，中位数风能密度从 1979 年的 $132\ W\ m^{-2}$ 到 2016 年的 $108\ W\ m^{-2}$ 。在 2007 年前风能密度减小迅速，而其后风能密度有微弱下降，这与风速变化基本一致，表明风能密度变化由平均风速变化主导（图 5.9）。用 2012-2016 年平均风能密度减去 1979-2003 年平均风能密度得到风能密度变化的空间分布，发现北半球由 75% 的站点风能密度下降，有 8% 站点下降超过 $100\ W\ m^{-2}$ ，1.5% 站点下降超过 $200\ W\ m^{-2}$ （图 5.10 a）；同时，也有 5% 的站点上升超过 $50\ W\ m^{-2}$ ，1.5%

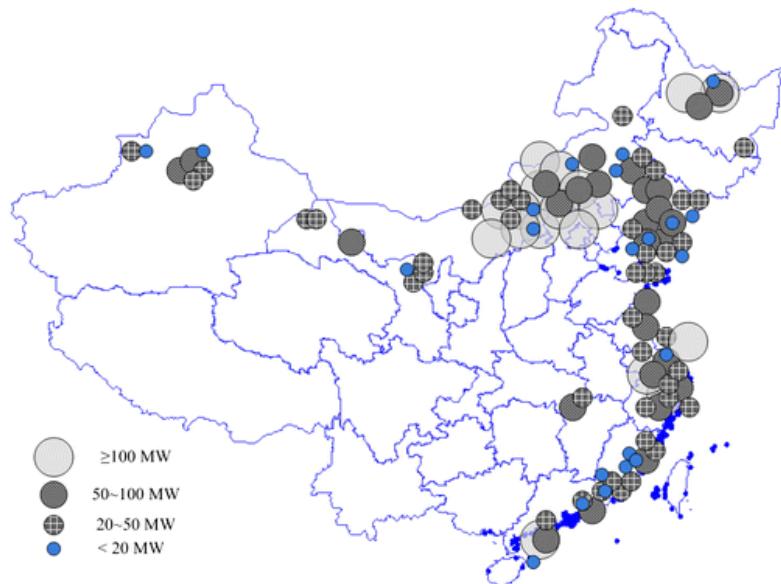


图 5.8 中国风电场分布及装机容量。来源: Wang 等 (2011)。

Figure 5.8 Chinese wind turbine locations. Source: Wang 等 (2011).

站点上升超过 100 W m^{-2} 。将风能密度变化除以 1979-2003 平均风能密度得到归一化风能密度变化，得到北半球风能密度变化的中位数为 -14.8%，有 43% 站点减小超过 20%，15% 站点减小超过 50%；同时有 15% 站点增长超过 10%，9% 站点增长超过 20%（图 5.10 b))。下面各个大洲分别进行分析。

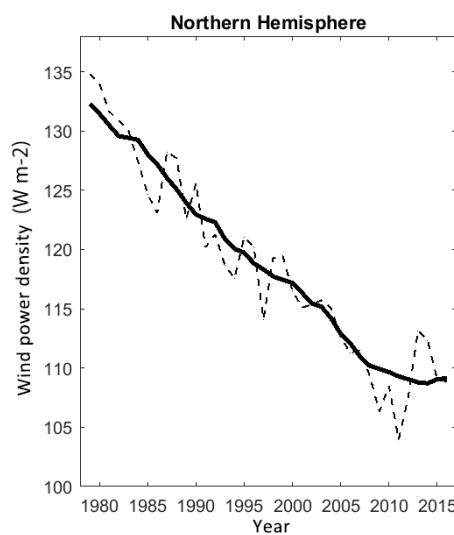


图 5.9 北半球中位数风能密度演变 (W m^{-2})。虚线为年平均值，实线为年平均值 9 点平滑后结果。

Figure 5.9 Median wind power density evolution over the Northern Hemisphere (in W m^{-2}).

Dash line is annual mean value, solid line is 9-point moving mean of dash line.

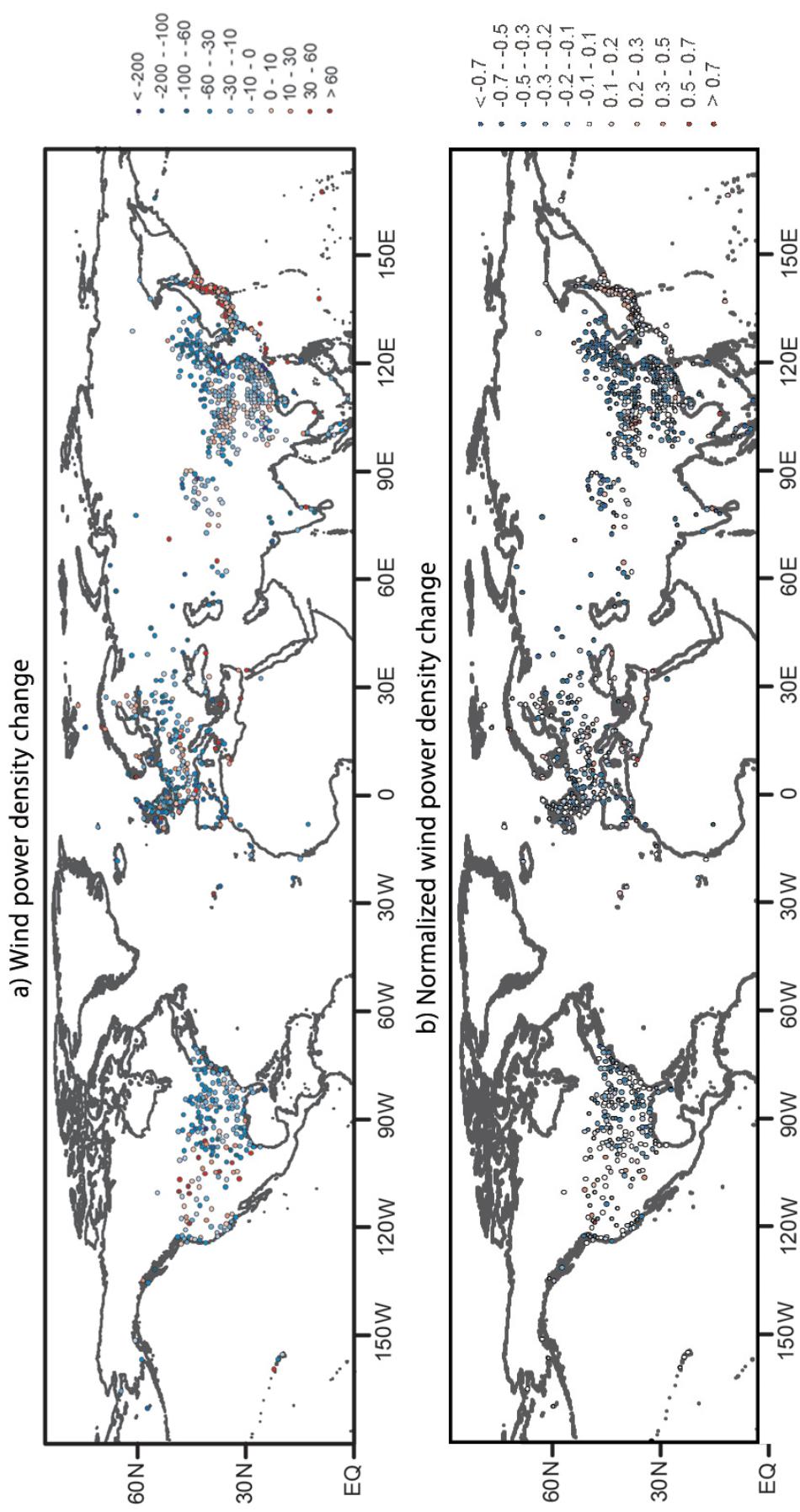


图 5.10 北半球风能密度变化。a) 风能密度变化 ($W \text{ m}^{-2}$)，b) 归一化风能密度变化。

Figure 5.10 Change in wind power density over the Northern Hemisphere. a) Wind power density change (in $W \text{ m}^{-2}$), b) Normalized wind power density change.

北美洲 214 个站点风能密度变化中位数为-12.2%，有 30% 站点减小超过 20%，5% 站点减小超过 50%，另有 11% 增加超过 10%，6% 站点增加超过 20%。风能密度减小明显的站点主要分布在东部地区和西海岸一线（图 5.11）。在风力超过 3 类（平均风能密度 100 m 高度平均风能密度 370 W m^{-2} 以上，适于建设风电场）的 22 个站点集中在中部带，其中风能密度变化中位数-16.7%，其中有 50% 的站点风能密度下降超过 10%，32% 的站点风能密度下降超过 20%，1 个站点（4.5%）风能密度下降超过 50%，另有 1 个站点风能密度增加超过 10%（图 5.12）。北美洲中位数风能密度在 1993 年前稳定在 190 W m^{-2} 左右，1993-2007 年有 190 W m^{-2} 迅速下降至 168 W m^{-2} ，趋势为 -15.7 W m^{-2} 每十年，之后稳定在 168 W m^{-2} 附近。而 3 类风力以上站点中位数风能密度 1986 年前在 420 W m^{-2} 左右，之后在 1986-1996 年间迅速下降至 380 W m^{-2} ，期间变化趋势为 -40 W m^{-2} 每十年，1996-2008 年下降速度趋缓，为 -21 W m^{-2} 每十年，之后稳定在 355 W m^{-2} 左右（图 5.13）。

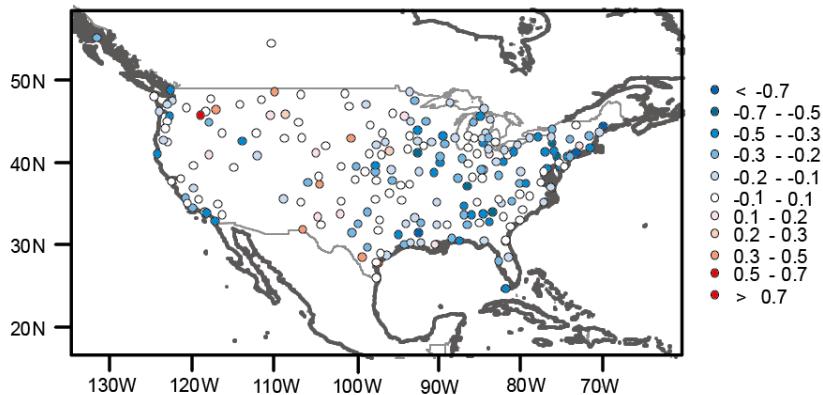


图 5.11 北美洲风能密度变化（变化率）

Figure 5.11 Change in wind power density over North America (in changing rate)

欧洲 224 个站点风能密度变化中位数为-15.2%，有 42% 站点减小超过 20%，15% 站点减小超过 50%，另外有 16% 的站点增加超过 10%，8% 站点增加超过 20%。空间分布上，风能密度变化较为均匀（图 5.14）。欧洲风力超过 3 类的站点有 50 个，主要分布在英国和欧洲大陆北海沿岸地区，另外在意大利南部、西班牙也有分布。这些站点风能密度变化中位数为-18%，有 72% 站点风能密度下降超过 10%，44% 的站点下降超过 20%，8% 站点下降超过 50%；另外有 3 个站点（6%）风速增加超过 10%，仅有 1 个站点（2%）风速增加超过 20%（图 5.15）。

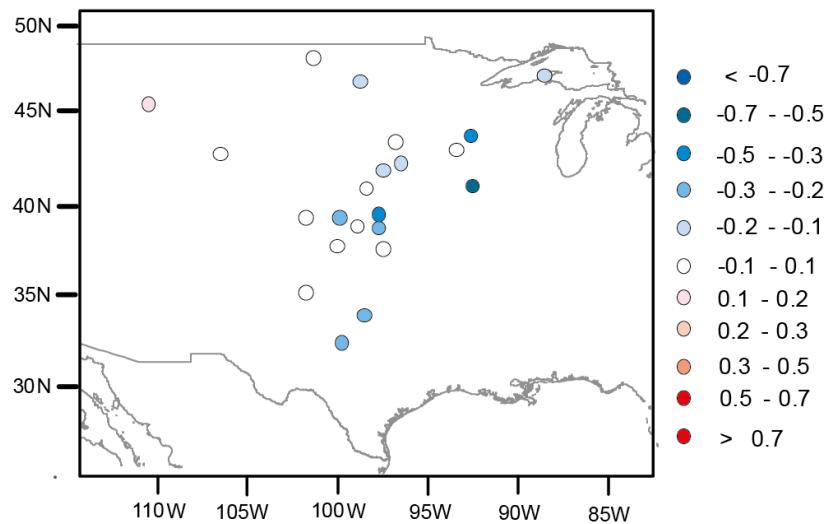


图 5.12 北美大于 3 类风力站点风能密度变化 (变化率)

Figure 5.12 Change in wind power density at stations exceeding wind class 3 over North America (in changing rate)

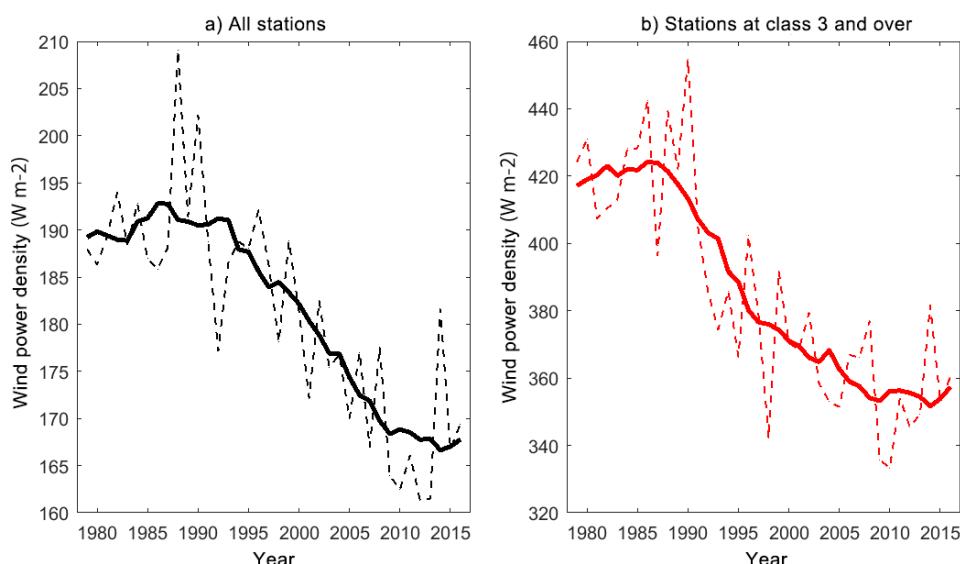
图 5.13 北美洲风能密度演变 ($W\ m^{-2}$)。a) 所有站点中位数风能密度演变, b) 超过 3 类风力站点中位数风能密度演变。虚线为年平均值, 实线为年平均值 9 点平滑后结果。

Figure 5.13 Change in wind power density over North America (in $W\ m^{-2}$). a)Median wind power density of all stations, b)Median wind power density of stations exceeding wind class 3. Dash line is annual mean value, solid line is 9-point moving mean of dash line.

欧洲中位数风能密度从 1979 年的 $200 W m^{-2}$ 一路下降到 2016 年的 $162 W m^{-2}$, 趋势为 $-10.5 W m^{-2}$ 每十年, 超过 3 类风力在 1990 年前以 $-30 W m^{-2}$ 每十年的趋势下降, 之后加速下降, 在 1990-2000 年间趋势为 $-60 W m^{-2}$ 每十年, 2000 年后风能密度有缓慢上升, 趋势为 $10 W m^{-2}$ 每十年 (图 5.16)。

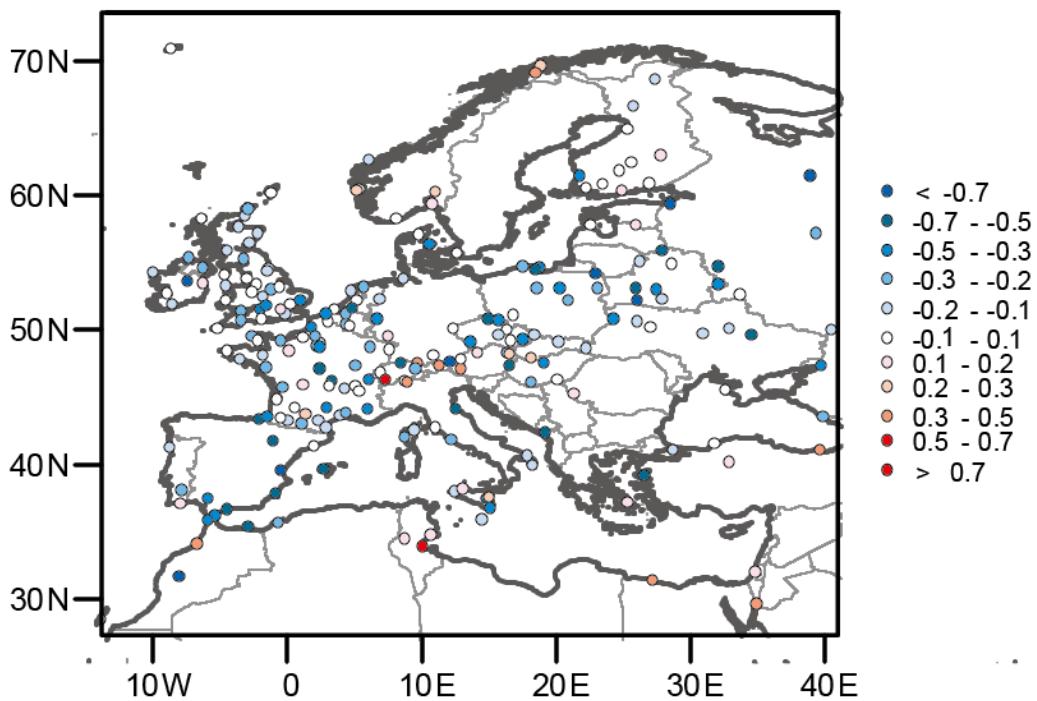


图 5.14 欧洲风能密度变化 (变化率)

Figure 5.14 Change in wind power density over Europe (in changing rate)

亚洲 531 个站点风能密度变化中位数为 -18.7% , 有 49% 的站点风能密度下降超过 20% , 21% 的站点下降超过 50% , 同时有 16% 的站点风能密度上升超过 10% , 11% 的站点上升超过 20% 。空间分布上, 风能密度减小的站点大多分布在中国, 日本的站点大部分风能密度增加或变化较小。由于中国是全球最大的风能市场, 而相比之下日本的风能产业相对薄弱, 装机容量仅为中国的 $1/70$, 因此以下重点分析中国的情况。中国有 351 个站点, 风能密度变化中位数为 -27% , 有 47% 站点下降超过 30% , 27% 的站点下降超过 50% , 仅有 9% 站点增加超过 10% , 6% 站点增加超过 20% 。风能密度减小较明显的地区是东北, 新疆北部, 云南南部, 山东半岛和长江下游地区 (图 5.17)。中国超过 3 类风力的站点有 16 个, 主要分布在东部沿海, 新疆、内蒙古、甘肃、安徽和湖南也有分布。所有站点风能密度都出现了下降, 中位数为 -46% , 有一半的站点风能密度下降超过

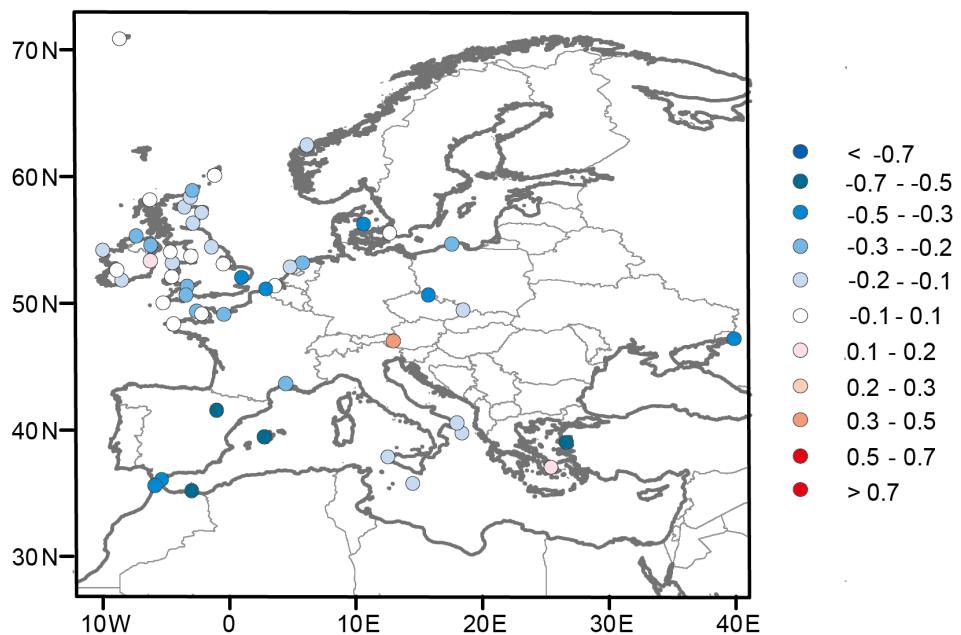


图 5.15 欧洲大于 3 类风力站点风能密度变化 (变化率)

Figure 5.15 Change in wind power density at stations exceeding wind class 3 over North America (in changing rate)

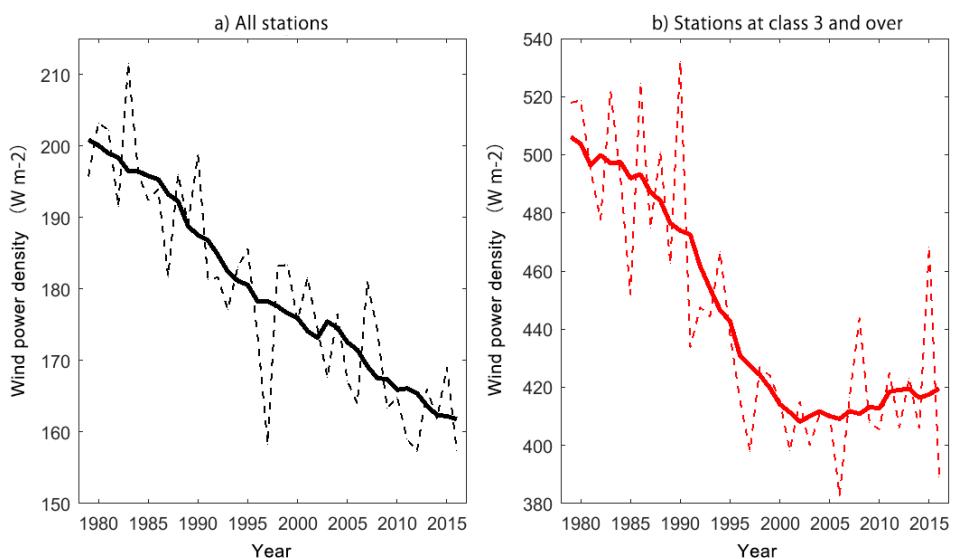


图 5.16 欧洲风能密度演变 ($W\ m^{-2}$)。与图 5.13类似。

Figure 5.16 Change in wind power density over Europe ($W\ m^{-2}$). Same as Figure 5.13, but for Europe.

50%，25% 站点下降超过 70%（图 5.18）。中国站点中位数风能密度在 1979 年为 $50 W m^{-2}$ 左右，1979-1989 年经历了一轮 $6 W m^{-2}$ 每十年的下降，在 1989-1999 年间稳定在 $44 W m^{-2}$ 附近，1999 年之后又持续下降，趋势为 $5 W m^{-2}$ ，最终降到 $36 W m^{-2}$ 。而大于 3 类风力站电在 1979-2016 年期间持续下降，由 $500 W m^{-2}$ 下降到 $280 W m^{-2}$ ，趋势达到 $58 W m^{-2}$ 每十年（图 5.19）。

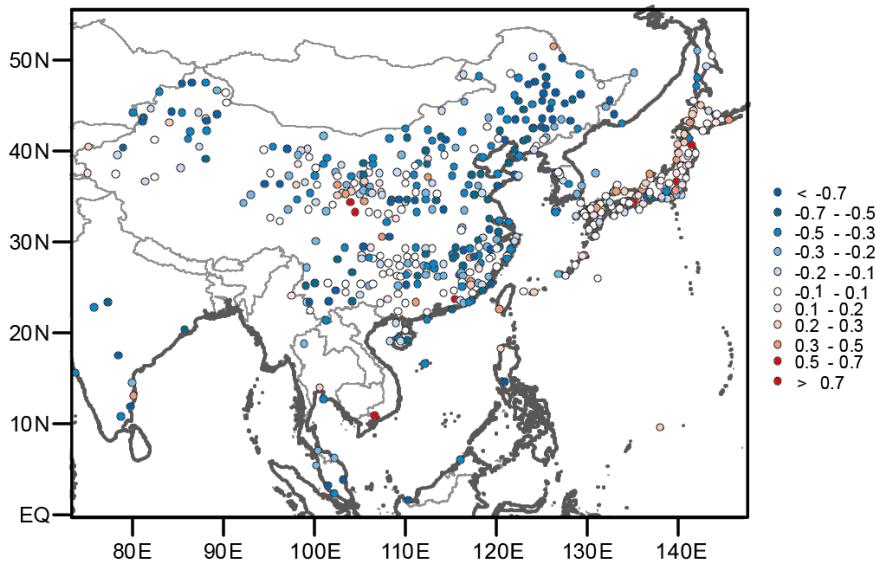


图 5.17 亚洲风能密度变化 (变化率)

Figure 5.17 Change in wind power density over Asia (in changing rate)

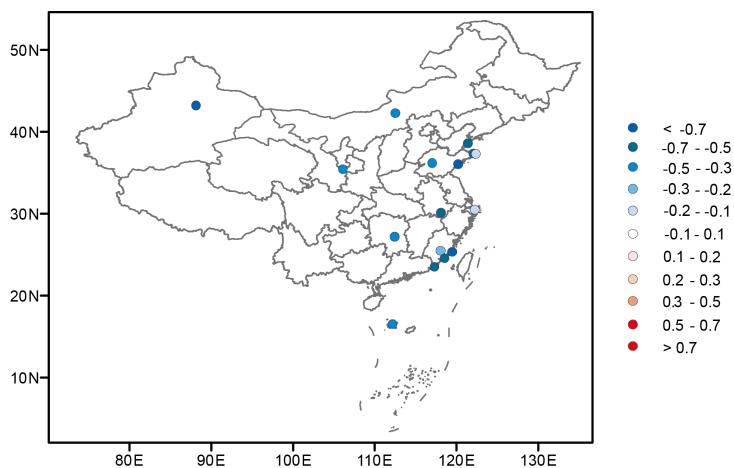


图 5.18 中国大于 3 类风力站点风能密度变化 (变化率)

Figure 5.18 Change in wind power density at stations exceeding wind class 3 over China (in changing rate)

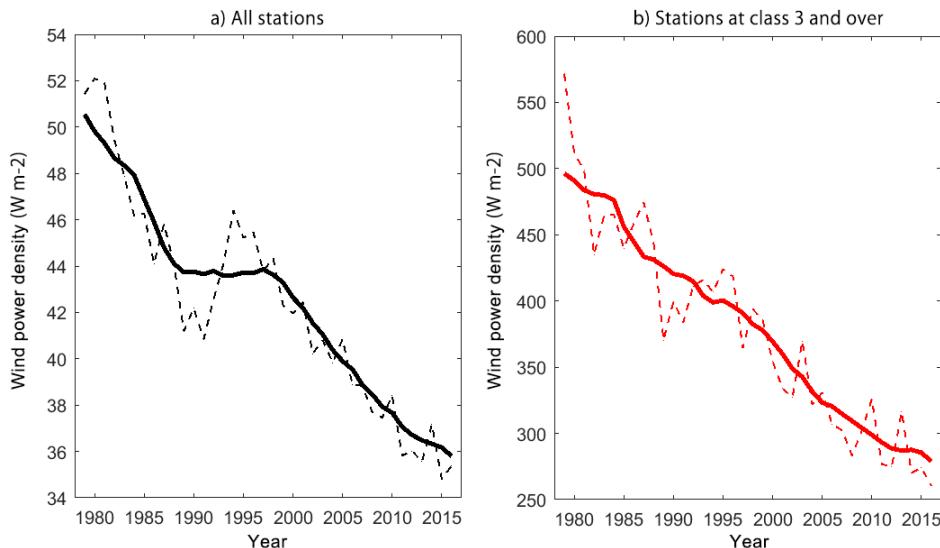


图 5.19 中国风能密度演变 ($W m^{-2}$)。与图 5.13类似。

Figure 5.19 Change in wind power density over China (in $W m^{-2}$). Same as Figure 5.13, but for China.

5.5 风能资源长期变化模拟的不确定性

由本章之前的分析可以得到，平均风速变化是风能密度长期变化的主导因素，因而本节对于风能密度长期变化模拟能力的分析将着重于评估模式对平均风速变化的模拟能力。将 34 个全球气候模式地表风速数据差值到 NECI-CMDC 站点位置，得到在 1979-2005 年间，14 个模式的中位数风速与观测较为一致（差别小于 $0.17 m s^{-1}$ ，为观测的 5%），有 6 个模式与观测差别较大（大于 $0.7 m s^{-1}$ ，为观测的 20%）：MIROC4h、CSIRO-Mk3.6.0、BCC-CSM1.1、BNU-ESM、BCC-CSM1.1(m) 和 CanESM2，其中 CSIRO-Mk3.6.0 地表风速高度为 2 m。在此后风速长期变化的分析中将剔除掉这 6 个模式。在剩余的 28 个模式中，由 18 个表现出了风速下降，10 个表现出了上升。三个风速下降最快的模式为 MIROC5、HadGEM2-ES、MIROC-ESM-CHEM，风速趋势分别为 -0.027 、 -0.014 、 $-0.01 m s^{-1}$ 每十年，而观测风速趋势为 $0.095 m s^{-1}$ 每十年。因此，即使在风速下降最快的三个模式中，风速下降速度也远不及观测，下降最快的 MIROC5 趋势只有观测的 30%（表 5.3，图 5.20）。因此，CMIP5 在地表风速长期趋势模拟上存在欠缺，因而对风能长期历史变化的模拟的不确定性较大。此前有研究表明，CMIP3 同样不能很好模拟近几十年来风速长期趋势（Jiang 等, 2009），此现象值得风能研究者重视。

表 5.3 全球气候模式历史风速模拟结果 (1979-2005)

Table 5.3 Historical simulation of global climate models (1979-2005)

模式名称 *	模拟高度	中位数风速 ($m s^{-1}$)	中位数趋势 ($m s^{-1}$ 每十年) **
观测	10	3.40	-95
MIROC5	10	3.51	-27
HadGEM2-ES	10	2.91	-14
MIROC-ESM-CHEM	10	3.36	-10
MIROC-ESM	10	3.30	-9.3
GISS-E2-H	10	3.20	-9.0
CSIRO-Mk3.6.0	2	2.02	-8.6
CMCC-CMS	10	3.56	-8.6
CMCC-CM	10	3.52	-8.1
GISS-E2-R-CC	10	3.34	-7.9
BNU-ESM	10	4.39	-7.3
ACCESS1.3	10	3.32	-6.4
GISS-E2-H-CC	10	3.18	-6.1
IPSL-CM5B-LR	10	3.48	-5.8
IPSL-CM5A-MR	10	3.30	-5.7
HadGEM2-AO	10	2.95	-5.1
GFDL-ESM2G	10	3.31	-4.8
GISS-E2-R	10	3.35	-4.6
HadCM3	10	3.87	-3.7
MIROC4h	10	2.70	-1.6
ACCESS1.0	10	2.99	-1.2
MPI-ESM-MR	10	3.91	1.7
CanESM2	10	4.98	2.8
GFDL-ESM2M	10	3.16	3.0
GFDL-CM3	10	3.34	3.3
HadGEM2-CC	10	2.91	3.4
BCC-CSM1.1(m)	10	4.39	5.7
CMCC-CESM	10	3.65	5.9
INM-CM4	10	3.61	8.3
IPSL-CM5A-LR	10	3.27	10

表 5.3 续表。

Table 5.3 Continued table.

BCC-CSM1.1	10	4.92	12
MRI-CGCM3	10	3.27	12
MPI-ESM-P	10	3.84	13
FGOALS-s2	10	3.84	16
MPI-ESM-LR	10	3.94	20

注：* 加粗的模式平均风速偏差大于 20%。

** 为了方便展示，中位数趋势结果已乘以 10^3 。

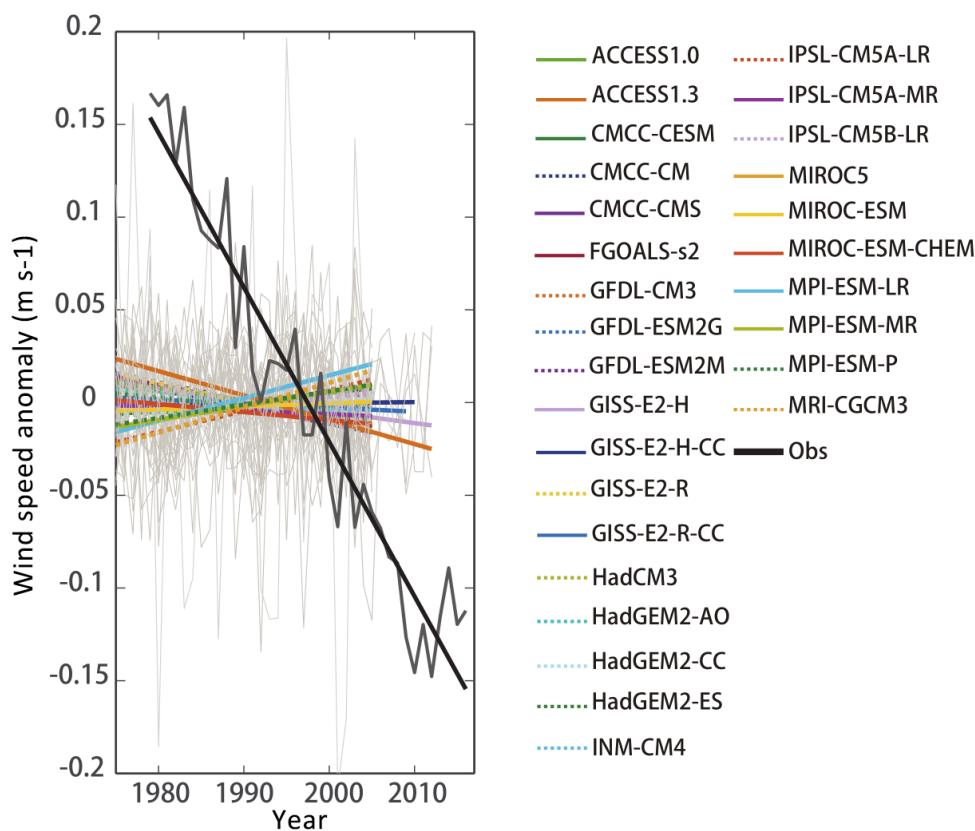


图 5.20 全球气候模式模拟的北半球风速趋势。彩色线为模式结果，黑色线为观测结果。

Figure 5.20 Wind speed trends over the Northern Hemisphere simulated by global climate models. Coloured lines are model outputs, black line is observation.

5.6 本章小结

本章评估了北半球近几十年来平均风能资源状况，分析了地表风速长期变化尤其是普遍减小的现象对于风能资源的影响，最后评估了全球气候模式对于风能历史长期变化的模拟能力，得到以下结论：

1. 风能资源北美洲和欧洲相对丰富，亚洲相对缺乏。北美洲风能资源丰富的地区集中在中部地带，欧洲主要集中在北海沿岸，亚洲主要集中在太平洋沿岸地区。风电场的分布主要集中在风能资源丰富地区，但也受到经济发展水平、社会观念、政策等因素等影响。
2. 受到地表风速普遍下降的影响，风能资源也经历了明显减少的过程，2012-2016年相对1979-1983年减小了14.8%，亚洲风能资源减少最明显，欧洲次之，北美洲减少最慢，分别为-18.7%、-15.2%和-12.2%。北美洲、欧洲和亚洲主要的风能市场中国大于3类风力站点风能资源下降速度都超过所在区域整体水平，分别为-16.7%、-18%和-46%。
3. 风能资源的预估严重依赖全球气候模式，然而CMIP5全球气候模式模拟风能资源长期历史变化存在较大缺陷，因而使用其作为风能未来预估的工具有较大不确定性。

第6章 总结与展望

6.1 本文主要结论

北半球陆地地表风速是近年来一个显著的现象，前人已有许多研究探讨了这个问题，本文对这个问题涉及到的几个主要方面做了系统梳理，并在前人的研究基础上进行了一些推进。本文探讨了以下的科学问题：

1. 北半球陆地地表风速长期变化的时空特征
2. 北半球陆地地表风速变化的机理
3. 北半球陆地地表风速长期变化对风能资源的影响

通过分析和探讨，本文就以上 3 个科学问题得到如下几点结论：

1. 使用观测资料（站点主要分布于北半球）的分析结果表明，陆地地表风速减弱是一个普遍的现象，1979-2016 年间有 73% 的站点出现了风速下降，全球中位数风速趋势为 -0.081 m s^{-1} 每十年，北美洲、欧洲和亚洲分别以 -0.075 , -0.105 和 -0.075 m s^{-1} 每十年速度下降，1979-2016 年分别累积下降了 -6.5% , -9.6% 和 -11.2% 。欧洲和亚洲高百分位风速下降明显快于低百分位，而北美洲的情况与此相反。风速趋势存在季节差异，总体来看春季下降最快而夏季最慢。不同海拔的风速趋势也存在差别，北美洲和欧洲海拔越高风速趋势越趋向于正，而亚洲海拔与风速趋势无显著相关。风速有显著的年代际变化，总体来看风速下降发生在 2010 年前，之后风速趋于平稳。为了评估观测资料结果的不确定性，使用了 5 套再分析资料与观测结果进行对比，得到的中位数风速趋势从 0.022 m s^{-1} 每十年至 -0.042 m s^{-1} 每十年不等，年代际变化也存在较明显的不一致性，其中唯一一个同化了陆地地表风速观测的再分析资料 JRA-55 与观测的长期变化最为接近。

2. 北半球陆地地表风速变化的原因可以分为两个方面，即大气运动驱动力变化和大气运动阻力的变化。

在第一个方面，对流层低层风速变化可以一定程度上反映大气驱动力的变化，通过探空观测数据发现欧洲和亚洲中纬度地区对流层低层风速都出现了减小，但是下降速度不及地表；然而在亚洲低纬度地区和北美洲，对流层低层风速都出现了上升，尤其是北美洲，对流层低层风速普遍出现上升，由此可见地表风

速下降不能完全由对流层低层变化来解释，尤其是在北美洲。此外，海平面气压场变化同样可以反映大气运动驱动力变化，由观测结果长期趋势分析表明，1月份冰岛低压减弱，西伯利亚高压北部增强，阿留申低压向西北偏移，这些变化会造成同期南欧和北美风速减小，而北欧和亚洲风速增加；7月份海平面气压场变化主要表现为冰岛低压增强，会使得同期南欧风速增加而北欧风速减小。大尺度海温和环流系统变化同样会对大气运动驱动力产生影响，北美洲和欧洲陆地地表风速年代际变化分别受到 TNA 和 NAO 的显著影响，亚洲中纬度陆地地表风速受到 PDO 和西太平洋暖池面积的共同影响。

在第二个方面，城市化是大气运动阻力变化的重要原因之一，观测表明城市化速度与风速趋势呈显著负相关关系，模式试验结果表明珠江三角洲城市变化可以解释 1979 年以来观测风速减小的 35%。此外，植被变化同样会影响大气运动阻力，NDVI 数据表明近 30 多年来北半球植被普遍增加，但由于有些低矮植被（如草地）对 10 m 风速不能产生显著影响，NDVI 与风速趋势无显著相关；然而在植被变化由林地变化主导的芬兰，NDVI 与风速趋势呈显著负相关，模式试验结果表明南芬兰林地变化可以解释 1979 年以来观测风速减小的 87%。边界层内的日间垂直温度递减率可以影响湍流强度从而影响高层动量向下传递，观测结果表明北美日间垂直温度递减率普遍呈负趋势，这解释了为何北美自由大气风速和地表风速趋势呈反向变化；欧洲和亚洲日间垂直温度递减率大部分呈现正趋势，预示湍流活动增强，高层动量更容易向地表附近传递。

总体来看，北美洲地表风速减弱主要可以由边界层日间垂直温度递减率减小造成的湍流混合减弱解释，欧洲主要可以由高层风速减弱和植被增加解释，而亚洲主要可以由高层风速减弱和城市化解释。

3. 风能资源在北美洲和欧洲相对丰富，而亚洲相对缺乏。目前已建成的风电场大部分集中在风能资源丰富的地区，即北美洲的中部地带，欧洲北海沿岸，亚洲太平洋沿岸地区。受到地表风速减小的影响，风能资源也经历了明显减少的过程，2012-2016 年相对 1979-1983 年减小了 14.8%，亚洲风能资源减小最为明显 (-18.7%)，欧洲次之 (-15.2%)，北美洲减小最慢 (-12.2%)。适于建设风电场的大于 3 类风力站点风能资源下降速度超过整体水平。CMIP5 目前是未来风能预估的主要工具，然而其对于历史风能资源的长期变化模拟存在缺陷，因而其未来预估结果存在较大不确定性。

6.2 问题与展望

本文的研究主要依赖于地表风速观测数据，然而由于数据质量等问题，最终用于分析的站点大多集中于北半球中纬度地区，而且即使在北半球中纬度地区，站点覆盖也不均匀，例如东欧、北欧，中亚和西亚站点分布较少，这使得分析结果在空间上存在一定局限性；此外，由于观测站点多分布在人口较为集中的地区，只有少部分站点分布在人口稀少或没有人口居住的地区，这会影响观测资料的代表性，即观测资料所表现出的变化主要体现的是人为活动影响较大地区的变化，这对于风能资源变化的分析影响较大，因为风电场的选址主要在人迹罕至的地区，这通常是观测资料不能覆盖的区域。这是本文最大的局限。由于在地表风速长期变化方面，再分析资料与观测资料差别较大，再分析资料之间同样有明显差异，因而难以用再分析资料代替观测进行分析。卫星遥感资料相对观测资料受不均一性影响较小，且覆盖范围更大，但目前还没有遥感算法可以获取陆地地表风速，但是存在海表风速的遥感数据（如 QuikSCAT）。在这方面，未来的研究依赖于观测站点增加，再分析资料的可靠性提升或卫星遥感算法突破。

本文探讨了大尺度海温等影响大气运动驱动力的因素对于陆地地表风速等影响，但这部分研究主要在统计分析层面，没有进行模式模拟研究。在未来等研究中可以利用气候模式研究大尺度海温变化等如何影响陆地地表风速。

本文研究主要着眼于陆地地表风速，并发现其普遍减小，而其他研究指出，海表风速在近几十年来出现了上升，如何解释海洋与陆地反向的变化也是值得今后研究的问题。

本文研究发现 CMIP5 全球气候模式对北半球风能资源长期历史变化存在缺陷，然而这种缺陷是如何造成的，如何减小未来风能资源预估的不确定性值得今后进行研究。

6.3 本文主要创新点

1. 以往对于城市化影响地表风速的统计学研究多使用城市与乡村站点两类分别的风速变化进行对比的方式，本文首次利用城市变化的动态数据，计算了不同城市扩张速度下风速趋势的变化，得到城市扩张速度与风速趋势呈显著负相关，即城市扩张越快风速减小越迅速。

2. 本文首次使用真实的土地利用类型数据进行高分辨率数值模拟获得城市

建设面积变化和林地变化对于地表风速的影响，得到城市扩张可以解释珠江三角洲地表风速变化的 35%，林地变化可以解释南芬兰地表风速变化的 87%。

3. 本文首次分析了近几十年来边界层日间垂直温度递减率的趋势，得到北美洲地表增温速度慢于边界层顶，从而解释了为何北美洲对流层低层与地表风速呈反向变化。

4. 本文首次评估了北半球风能资源的历史变化，得到 2012-2016 年相对 1979-1983 年减小了 14.8%，北美洲、欧洲和亚洲风能资源变化分别为-12.2%、-15.2 和-18.7%，适于风电场建设的大于 3 类风力站点风能下降速度超过整体水平。同时评估了 CMIP5 全球气候模式对此变化的模拟能力，结果表明模式模拟能力有较大缺陷，因此使用 CMIP5 全球气候模式进行未来风能资源预估存在较大不确定性。

参考文献

- 任雪娟, 杨修群, 韩博, 等. 北太平洋风暴轴的变异特征及其与中纬度海气耦合关系分析[J]. 地球物理学报, 2007(01):96-104.
- 刘学锋, 梁秀慧, 任国玉, 等. 台站观测环境改变对我国近地面风速观测资料序列的影响[J]. 高原气象, 2012, 31(6):1645r1652.
- 张人文, 范绍佳. 珠江三角洲风场对空气质量的影响[J]. 中山大学学报自然科学版, 2011, 50(6):130-134.
- ALLAN R, ANSELL T. A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (hadslp2): 1850–2004[J]. Journal of Climate, 2006, 19(22):5816-5842.
- ARCHER C L, JACOBSON M Z. Evaluation of global wind power[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2005, 110(D12).
- ARORA V K, SCINOCCA J, BOER G J, et al. Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases[J]. Geophysical Research Letters, 2011, 38(5).
- AZORINMOLINA C, VICENTESERRANO S M, MCVICAR T R, et al. Homogenization and assessment of observed near-surface wind speed trends over spain and portugal, 1961–2011*[J]. Journal of Climate, 2014, 27(10):3692-3712.
- BAO Q, LIN P, ZHOU T, et al. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, spectral version 2: Fgoals-s2[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2013, 30(3):561-576.
- BAULE W J, SHULSKI M D. Climatology and trends of wind speed in the beaufort/chukchi sea coastal region from 1979 to 2009[J]. International journal of climatology, 2014, 34(8):2819-2833.
- BENISTON M. Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the european alps[J]. Pure and Applied Geophysics, 2005, 162(8):1587-1606.
- BERRISFORD P, TOBIN I, DUNN R, et al. Global climate; atmospheric circulation; surface winds land surface wind speed in “state of the climate in 2014” [J]. Bull Am Meteorol Soc, 2015, 95(7):S33-S34.
- BEYCHOK M R. Fundamentals of stack gas dispersion[M]. MR Beychok, 2005.
- BICHET A, WILD M, FOLINI D, et al. Causes for decadal variations of wind speed over land: Sensitivity studies with a global climate model[J]. Geophysical Research Letters, 2012, 39(11).
- BOLLASINA M, MING Y, RAMASWAMY V. Anthropogenic aerosols and the weakening of the south asian summer monsoon[J]. Science, 2011, 334(6055):502-505.
- CAESAR J, ALEXANDER L V, VOSE R S. Large-scale changes in observed daily maximum

- and minimum temperatures: Creation and analysis of a new gridded data set[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111.
- CARVALHO D, ROCHA A, GÓMEZ-GESTEIRA M, et al. Potential impacts of climate change on european wind energy resource under the cmip5 future climate projections[J]. *Renewable Energy*, 2017, 101:29-40.
- CHAN C K, YAO X. Air pollution in mega cities in china[J]. *Atmospheric environment*, 2008, 42(1):1-42.
- CHEN L, LI D, PRYOR S C. Wind speed trends over china quantifying the magnitude and assessing causality[J]. *International Journal of Climatology*, 2013, 33(11):2579-2590.
- COLLINS W, BELLOUIN N, DOUTRIAUX-BOUCHER M, et al. Development and evaluation of an earth-system model–hadgem2[J]. *Geosci. Model Dev. Discuss*, 2011, 4(2):997-1062.
- DEED D, UPPALA S, SIMMONS A J, et al. The erainterim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2011, 137(656):553-597.
- DING Y, LIU Y, LIANG S, et al. Interdecadal variability of the east asian winter monsoon and its possible links to global climate change[J]. *Journal of meteorological research*, 2014, 28(5): 693-713.
- DIX M, VOHRALIK P, BI D, et al. The access coupled model: documentation of core cmip5 simulations and initial results[J]. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 2013, 63(1):83-99.
- DUFRESNE J, FOUJOLS M, DENVIL S, et al. Climate change projections using the ipsl-cm5 earth system model: from cmip3 to cmip5[J]. *Climate Dynamics*, 2013, 40(9):2123-2165.
- DUNN R J H, WILLETT K M, THORNE P, et al. Hadis: a quality-controlled global synoptic report database for selected variables at long-term stations from 1973–2011[J]. *Climate of The Past*, 2012, 8(5):1649-1679.
- DUNN R, AZORIN-MOLINA C, MEARS C, et al. Surface winds (in “state of the climate in 2015”)[J]. *Bull Am Meteor Soc*, 2016, 97(8):S38-S40.
- DUNNE J P, JOHN J G, ADCROFT A J, et al. Gfdl’s esm2 global coupled climate–carbon earth system models. part i: Physical formulation and baseline simulation characteristics[J]. *Journal of climate*, 2012, 25(19):6646-6665.
- DUNNE J P, JOHN J G, SHEVLIAKOVA E, et al. Gfdl’s esm2 global coupled climate–carbon earth system models. part ii: carbon system formulation and baseline simulation characteristics [J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(7):2247-2267.
- DURRE I, VOSE R S, WUERTZ D B. Overview of the integrated global radiosonde archive[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(1):53-68.

- EARL N, DORLING S, HEWSTON R, et al. 1980–2010 variability in u.k. surface wind climate[J]. Journal of Climate, 2013, 26(4):1172-1191.
- FOGLI P G, MANZINI E, VICHI M, et al. Ingv-cmcc carbon (icc): A carbon cycle earth system model[J]. CMCC Research Paper, 2009.
- FRANKIGNOUL C, KESTENARE E. Observed atlantic sst anomaly impact on the nao: An update [J]. Journal of Climate, 2005, 18(19):4089-4094.
- FU G, YU J, ZHANG Y, et al. Temporal variation of wind speed in china for 1961 – 2007[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2011, 104(3):313-324.
- GAFFEN D J, SANTER B D, BOYLE J S, et al. Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere[J]. Science, 2000, 287(5456):1242-1245.
- GIORGETTA M A, JUNGCLAUS J H, REICK C H, et al. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in mpiesm simulations for the coupled model intercomparison project phase 5[J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 2013, 5(3):572-597.
- GORDON H, ROTSTAYN L, MCGREGOR J, et al. The csiro mk3 climate system model[M]. CSIRO Atmospheric Research technical paper, 2002.
- GRIFFIES S M, WINTON M, DONNER L J, et al. The gfdl cm3 coupled climate model: characteristics of the ocean and sea ice simulations[J]. Journal of Climate, 2011, 24(13):3520-3544.
- GUO H, XU M, HU Q. Changes in near-surface wind speed in china: 1969–2005[J]. International Journal of Climatology, 2011, 31(3):349-358.
- HOLTON J R. An introduction to dynamic meteorology (4th ed.)[M]. Elsevier Academic Press, MA, 2004.
- JI D, WANG L, FENG J, et al. Description and basic evaluation of beijing normal university earth system model (bnu-esm) version 1[J]. Geoscientific Model Development, 2014, 7(5):2039-2064.
- JIANG Y, LUO Y, ZHAO Z. Evaluation of wind speeds in china as simulated by global climate models.[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2009, 67(6):0923-34.
- JOHNS T, GREGORY J, INGRAM W, et al. Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the hadcm3 model under updated emissions scenarios[J]. Climate dynamics, 2003, 20(6):583-612.
- KALNAY E, CAI M. Impact of urbanization and land-use change on climate[J]. Nature, 2003, 423 (6939):528-531.
- KALNAY E, KANAMITSU M, KISTLER R, et al. The ncep/ncar 40-year reanalysis project[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1996, 77(3):437-471.
- KANAMITSU M, EBISUZAKI W, WOOLLEN J, et al. Ncep – doe amip-ii reanalysis (r-2)[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2002, 83(11):1631-1643.

- KARNAUSKAS K B, LUNDQUIST J K, ZHANG L. Southward shift of the global wind energy resource under high carbon dioxide emissions[J]. *Nature Geoscience*, 2018, 11(1):38-43.
- KENNEDY J, RAYNER N A, SMITH R O, et al. Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 1. measurement and sampling uncertainties[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116.
- KENNEDY J, RAYNER N A, SMITH R O, et al. Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. biases and homogenization[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116.
- KIM J, PAIK K. Recent recovery of surface wind speed after decadal decrease: a focus on south korea[J]. *Climate dynamics*, 2015, 45(5-6):1699-1712.
- KLAIĆ Z B, NITIS T, KOS I, et al. Modification of the local winds due to hypothetical urbanization of the zagreb surroundings[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2002, 79(1-2):1-12.
- KLINK K. Trends in mean monthly maximum and minimum surface wind speeds in the coterminous united states, 1961 to 1990[J]. *Climate Research*, 1999, 13(3):193-205.
- KOBAYASHI S, OTA Y, HARADA Y, et al. The jra-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2015, 93(1):5-48.
- LIFLAND J. The north atlantic oscillation: Climatic significance and environmental impact[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2003, 84(8):73-73.
- LIN C, YANG K, QIN J, et al. Observed coherent trends of surface and upper-air wind speed over china since 1960[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(9):2891-2903.
- LIU X, WU T, YANG S, et al. Performance of the seasonal forecasting of the asian summer monsoon by bcc-csm1.1(m)[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2015, 32(8):1156-1172.
- LU X, MCELROY M B, KIVILUOMA J. Global potential for wind-generated electricity[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2009, 106(27):10933-10938.
- MANWELL J F, MCGOWAN J G, ROGERS A L. Wind energy explained: theory, design and application[M]. John Wiley & Sons, 2010.
- MCKEE T B, DOESKEN N J, DAVEY C A, et al. Climate data continuity with asos: Report for period april 1996 through june 2000[J]. *Climatology report*; 00-3, 2000.
- MCVICAR T R, RODERICK M L, DONOHUE R J, et al. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 416:182-205.
- MOLOD A, TAKACS L L, SUAREZ M J, et al. Development of the geos-5 atmospheric general circulation model: evolution from merra to merra2[J]. *Geoscientific Model Development*, 2014, 8(5):1339-1356.

- MONAHAN A H. The probability distribution of sea surface wind speeds. part i: Theory and seawinds observations[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(4):497-520.
- MONAHAN A H. The probability distribution of sea surface wind speeds. part ii: Dataset inter-comparison and seasonal variability[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(4):521-534.
- OHLENFORST K. Global wind report 2018[R]. Global Wind Energy Council, 2019.
- PETERSON E W, HENNESSEY J P. On the use of power laws for estimates of wind power potential [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1978, 17(3):390-394.
- PRYOR S C, BARTHELMIE R J. Climate change impacts on wind energy: A review[J]. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 2010, 14(1):430-437.
- PRYOR S, BARTHELMIE R. Assessing climate change impacts on the near-term stability of the wind energy resource over the united states[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2011, 108(20):8167-8171.
- PRYOR S, LEDOLTER J. Addendum to “wind speed trends over the contiguous united states” [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2010, 115(D10).
- RAMANATHAN V, CHUNG C, KIM D, et al. Atmospheric brown clouds: Impacts on south asian climate and hydrological cycle[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2005, 102(15):5326-5333.
- RODERICK M L, ROTSTAYN L D, FARQUHAR G D, et al. On the attribution of changing pan evaporation[J]. *Geophysical research letters*, 2007, 34(17).
- SAKAMOTO T T, KOMURO Y, NISHIMURA T, et al. Miroc4h-a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2012, 90(3):325-359.
- SANTER B, WIGLEY T, TAYLOR K. The reproducibility of observational estimates of surface and atmospheric temperature change[J]. *Science*, 2011, 334(6060):1232-1233.
- SCHMIDT G A, KELLEY M, NAZARENKO L, et al. Configuration and assessment of the giss modele2 contributions to the cmip5 archive[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2014, 6(1):141-184.
- SHUTTLEWORTH W. Evaporation. chapter 4 in: *Handbook of hydrology*.[M]. McGraw-Hill, 1993.
- SKAMAROCK W, KLEMP J, et al. A description of the advanced research wrf model version 4. near technical notes.[R]. NCAR, 2019.
- SMITH A B, LOTT N, VOSE R. The integrated surface database: Recent developments and partnerships[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2011, 92(6):704-708.
- SOORAJ K P, TERRAY P, MUJUMDAR M. Global warming and the weakening of the asian

- summer monsoon circulation: assessments from the cmip5 models[J]. Climate Dynamics, 2015, 45(1):233-252.
- STOCKER T F, QIN D, PLATTNER G K, et al. Climate change 2013: The physical science basis [J]. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, 2013, 1535.
- SULLAMENASHE D, GRAY J M, ABERCROMBIE S P, et al. Hierarchical mapping of annual global land cover 2001 to present: The modis collection 6 land cover product[J]. Remote Sensing of Environment, 2019, 222:183-194.
- THORNE P, PARKER D E, TETT S F B, et al. Revisiting radiosonde upper air temperatures from 1958 to 2002[J]. Journal of Geophysical Research, 2005, 110.
- TIAN Q, HUANG G, HU K, et al. Observed and global climate model based changes in wind power potential over the northern hemisphere during 1979–2016[J]. Energy, 2019, 167:1224-1235.
- TOBIN I, BERRISFORD P, DUNN R, et al. Global climate; atmospheric circulation; surface winds land surface wind speed in “state of the climate in 2013” [J]. Bull Am Meteorol Soc, 2014, 95 (7):S28-S29.
- TORRALBA V, DOBLAS-REYES F J, GONZALEZ-REVIRIEGO N. Uncertainty in recent near-surface wind speed trends: a global reanalysis intercomparison[J]. Environmental Research Letters, 2017, 12(11):114019.
- VAUTARD R, CATTIAUX J, YIOU P, et al. Northern hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness[J]. Nature geoscience, 2010, 3(11):756-761.
- VAUTARD R, MCVICAR T, THÉPAUT J, et al. Land surface winds and atmospheric evaporative demand [in “state of the climate in 2011”][J]. Bull. Amer. Meteor. Soc, 2012, 93(7):S36-S38.
- VINCENT L A, WANG X L, MILEWSKA E J, et al. A second generation of homogenized canadian monthly surface air temperature for climate trend analysis[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2012, 117(D18).
- VOLODIN E M, DIANSKII N A, GUSEV A V. Simulating present-day climate with the inmcm4.0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations[J]. Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics, 2010, 46(4):414-431.
- WALLACE J M, GUTZLER D S. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter[J]. Monthly Weather Review, 1981, 109(4):784-812.
- WALTER A, KEULER K, JACOB D, et al. A high resolution reference data set of german wind velocity 1951–2001 and comparison with regional climate model results[J]. Meteorologische Zeitschrift, 2006, 15(6):585-596.
- WAN H, WANG X L, SWAIL V R. Homogenization and trend analysis of canadian near-surface wind speeds[J]. Journal of Climate, 2010, 23(5):1209-1225.

- WANG C. Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells[J]. *Journal of Climate*, 2002, 15(13):1516-1536.
- WANG Q, WEN F, YANG A, et al. Cost analysis and pricing policy of wind power in china[J]. *Journal of Energy Engineering-asce*, 2011, 137(3):138-150.
- WANG X L. Penalized maximal f test for detecting undocumented mean shift without trend change [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2008, 25(3):368-384.
- WANG X L, WEN Q H, WU Y. Penalized maximal t test for detecting undocumented mean change in climate data series[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2007, 46(6):916-931.
- WANG X L, CHEN H, WU Y, et al. New techniques for the detection and adjustment of shifts in daily precipitation data series[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2010, 49(12):2416-2436.
- WANG X, FENG Y. Rhtests v4 user manual[Z]. Climate Research Division, Science and Technology Branch, Environment Canada, 2014.
- WATANABE M, SUZUKI T, OISHI R, et al. Improved climate simulation by miroc5: Mean states, variability, and climate sensitivity[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(23):6312-6335.
- WEVER N. Quantifying trends in surface roughness and the effect on surface wind speed observations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117.
- WU J, ZHA J, ZHAO D. Estimating the impact of the changes in land use and cover on the surface wind speed over the east china plain during the period 1980–2011[J]. *Climate Dynamics*, 2016, 46(3):847-863.
- XIN X, ZHANG L, ZHANG J, et al. Climate change projections over east asia with bcc-csm1.1 climate model under rcp scenarios[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2013, 91(4):413-429.
- XU M, CHANG C P, FU C, et al. Steady decline of east asian monsoon winds, 1969–2000: Evidence from direct ground measurements of wind speed[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(24).
- YAN Z, BATE S, CHANDLER R E, et al. An analysis of daily maximum wind speed in northwestern europe using generalized linear models[J]. *Journal of Climate*, 2002, 15(15):2073-2088.
- YANG J, LIU Q, LIU Z. Linking observations of the asian monsoon to the indian ocean sst: Possible roles of indian ocean basin mode and dipole mode[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(21):5889-5902.
- YANG S, WANG X L, WILD M. Causes of dimming and brightening in china inferred from homogenized daily clear-sky and all-sky in situ surface solar radiation records (1958–2016)[J]. *Journal of Climate*, 2019, 32(18):5901-5913.

- YASUNAKA S, HANAWA K. Regime shifts found in the northern hemisphere sst field[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2002, 80(1):119-135.
- YIN Y, WU S, DAI E. Determining factors in potential evapotranspiration changes over china in the period 1971–2008[J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 55(29):3329-3337.
- YU E, SUN J, CHEN H, et al. Evaluation of a high-resolution historical simulation over china: climatology and extremes[J]. Climate Dynamics, 2015, 45(7):2013-2031.
- YUKIMOTO S, ADACHI Y, HOSAKA M, et al. A new global climate model of the meteorological research institute: Mri-cgcm3 —model description and basic performance—[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2012, 90:23-64.
- ZENG Z, ZIEGLER A D, SEARCHINGER T D, et al. A reversal in global terrestrial stilling and its implications for wind energy production[J]. Nature Climate Change, 2019, 9(12):979-985.
- ZHA J, WU J, ZHAO D. Effects of land use and cover change on the near-surface wind speed over china in the last 30 years[J]. Progress in Physical Geography, 2017, 41(1):0309133316663097.
- ZHA J, ZHAO D, WU J, et al. Numerical simulation of the effects of land use and cover change on the near-surface wind speed over eastern china[J]. Climate Dynamics, 2019, 53(3-4):1783-1803.
- ZHANG N, GAO Z, WANG X, et al. Modeling the impact of urbanization on the local and regional climate in yangtze river delta, china[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2010, 102(3): 331-342.
- ZHANG Z, WANG K, CHEN D, et al. Increase in surface friction dominates the observed surface wind speed decline during 1973–2014 in the northern hemisphere lands[J]. Journal of Climate, 2019, 32(21):7421-7435.
- ZHU J, LIAO H, LI J. Increases in aerosol concentrations over eastern china due to the decadalscale weakening of the east asian summer monsoon[J]. Geophysical Research Letters, 2012, 39(9): L09809.

作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果

作者简历

2018 年 9 月 - 2019 年 9 月 普渡大学地球、大气与行星科学系 联合培养
2014 年 9 月至今 中国科学院大气物理研究所 气象学 硕博连读
2010 年 9 月 - 2014 年 6 月 中国海洋大学海洋与大气科学学院 大气科学
学士

已发表 (或正式接受) 的学术论文:

1. Miao, H., Dong, D., Huang, G., Hu, K., **Tian, Q.**, and Gong, Y. (2020). Evaluation of northern hemisphere surface wind speed and wind power density in multiple reanalysis datasets. *Energy*.
2. **Tian, Q.**, Huang, G., Hu, K., and Niyogi, D. (2019). Observed and global climate model based changes in wind power potential over the Northern Hemisphere during 1979–2016. *Energy*, 1224-1235.
3. Xie, Z., Duan, A., and **Tian, Q.** (2017). Weighted composite analysis and its application: an example using ENSO and geopotential height. *Atmospheric Science Letters*, 18(11), 435-440.

参加的研究项目及获奖情况:

国家杰出青年基金项目 “热带海气相互作用及东亚季风系统”，项目编号:
NSFC41425019.

致 谢

回想起 6 年前，满怀着憧憬来到大气物理研究所，一晃就到了毕业的时节，感慨万千。

入学那年是国科大雁栖湖校区刚刚启用，离城区很远但紧邻雁栖湖景区，风景如画，在那里认识了一批很好的同学和朋友一起学习和玩耍，谢志昂、杨瑞、李普曦、李矜霄、韩永秋、鄢钰函、侯兆禄、薛佳庆、赵荐、周白羽、张洁、李飞、徐丹卉、杜惠云、范怡、雷婷、于水、赵宣铭、祝传栋、付远、韩韬、韦雯雯、江奇达、刘映雪、张天宇、袁善锋、王浩等等，也有幸聆听了一大批优秀学者讲授的课程，如，丁一汇院士、周天军研究员、陈文研究员、张井勇研究员、刘海龙研究员、俞永强研究员、王斌研究员、董理副研究员、严中伟研究员、林一骅研究员、Heki 教授等等，感谢他们让我度过了快乐且有收获的研一时光。

回所之后，我的导师黄刚研究员和胡开明副研究员言传身教，让我逐渐了解了如何做研究，期间我也受到了大气物理研究所吴仁广研究员、李曦晨研究员、屈侠副研究员、王林副研究员、王鹏飞高工以及 UCSD 谢尚平教授、夏威夷大学金飞飞教授等的帮助和指导。另外研究所的孙鹏宇老师、付建建老师、刘洪涛老师、张予老师，课题组的师兄师姐陶炜晨、董丹红、王志彪、姜文萍、赵桂洁、赵文灿、朱丽华、黄勇、刘波、胡莉梭，师弟师妹王素、唐颖苏、苗昊泽宇、甘如玉、汪亚、周春江、李思萱、马晓帆、王秋琳、侯虹宇、周世杰，以及研究所内其他课题组的师兄师姐、师弟师妹和同学，杨耀先、陈东为、蒋如斌、李凯、李牧原、李文韬、李亚飞、李逸文、刘博、刘瑞金、刘森峰、彭冬冬、彭玉琢、陆婷婷、申冬冬、黄丽君、沈子力、黎慧琦、吴凡等等对我学业和生活上的帮助也让我倍感温暖。感谢他们的帮助让我能够顺利完成学业。

2018 年，我获得了国家留学基金委公派的机会去美国普渡大学联合培养，因为这个契机我认识了的爱人罗茜博士，感谢她的出现让我每天都感到幸福，让我成为一个更好的人。在普渡大学期间，我有幸受到 Dev Niyogi 教授的指导，并认识了陈伯铭、Samuel Fung、周沛恩、申英男、陈静秋、潘峰、王淑媛、张帆、刘佳凯、Sajad、Pratiman、Nadu、Jie Liu、Alka 等等一大批同学和朋友，感谢他们让我不虚此行。

感谢我的父母、家人、朋友对我一直的关心和支持，感谢中国科学院大学、大气物理研究所、普渡大学让我能有这么好的受教育的机会。希望我能够把我的所学用于服务大众，不管将来在学界还是业界都能为社会的进步贡献一份力量。