

青藏高原 21 世纪气候和环境变化预估研究进展

张人禾^{①*}, 苏凤阁^②, 江志红^③, 高学杰^④, 郭东林^⑤, 倪健^⑥, 游庆龙^③, 兰措^②, 周波涛^⑦

① 中国气象科学研究院, 灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;

② 中国科学院青藏高原研究所, 中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101;

③ 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044;

④ 中国科学院大气物理研究所, 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029;

⑤ 中国科学院大气物理研究所, 竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029;

⑥ 中国科学院地球化学研究所, 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002;

⑦ 国家气候中心, 北京 100081

* 联系人, E-mail: renhe@cma.gov.cn

2014-12-01 收稿, 2015-02-02 接受, 2015-06-02 网络版发表

国家自然科学基金(41221064)和国家财政部公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406001)资助

摘要 本文回顾了21世纪青藏高原区域多种气候和环境要素变化预估研究的进展, 包括气温、降水、极端天气气候事件、冻土、积雪、冰川、径流和植被等, 预估结果主要来自于SRES和RCP情景下气候模式的预估以及物理统计模型的预估。结果表明, 未来青藏高原地面气温将升高, 21世纪后期增温更显著。总体来说, 21世纪高原降水以增加为主, 极端天气气候事件增加。高原未来冻土面积缩小, 冻土活动层厚度增加, 积雪日数和积雪深度减少, 冰川将以退缩为主。径流的未来变化较复杂, 不同流域之间的差异较大, 径流在不同流域表现为增加和减少并存。青藏高原植被对气候变化的响应敏感而脆弱, 21世纪中后期青藏高原的生长季长度增加, 常绿林/森林出现在高原东部和南部, 灌丛植被类型将会扩展并入侵高寒草原。根据已有的研究结果, 本文对这些气候与环境要素在21世纪中期(2030~2050年)和后期(2080~2100年)的变化进行了综合集成, 给出了它们在21世纪中期和后期的可能变化范围。

关键词

青藏高原
气候变化
环境变化
21世纪变化预估

随着全球变暖, 青藏高原的气候和环境都发生了显著的变化^[1,2]。已有研究表明, 青藏高原气候的变暖程度更强, 如Liu和Chen^[3]对1955~1996年高原地面年平均气温变化的研究表明, 其线性增温率明显高于北半球和同纬度地区, 张人禾和周顺武^[4]指出1979~2002年高原对流层低层年平均气温的增温趋势以及上空对流层高层和平流层低层的降温趋势都明显强于其东部中国平原地区和全球平均的气温变化趋势。对于青藏高原气候变暖更强的原因, 段安民等人^[5]指出与人类活动有关的温室气体排放加剧对青藏高原气候变化的影响可能比全球其他地区更显著。张人禾和周顺武^[4]以及Zhou和Zhang^[6]提出高原上空

比其他地区更大幅度的臭氧总量减少可能是造成青藏高原与其他地区温度变化趋势差异的一个重要原因: 青藏高原上空臭氧更大幅度的减少造成高原平流层对太阳紫外辐射吸收比其他地区更少, 导致高原上空平流层低层和对流层上层降温比其他地区更强; 而由于进入对流层的辐射更多, 造成了对流层低层增温更大。

由于青藏高原气候变化的独特性以及其热力和动力作用对下游的中国东部季风气候乃至全球大气环流和气候产生显著的影响^[7-14], 关于青藏高原气候和环境的研究在国际上得到了高度关注, 如在国际“全球能量和水循环试验”研究计划(GEWEX)中专门

引用格式: 张人禾, 苏凤阁, 江志红, 等. 青藏高原 21 世纪气候和环境变化预估研究进展. 科学通报, 2015, 60: 3036-3047

Zhang R H, Su F G, Jiang Z H, et al. An overview of projected climate and environmental changes across the Tibetan Plateau in the 21st century (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 3036-3047, doi: 10.1360/N972014-01296

设置了有关青藏高原研究的“亚洲季风青藏高原试验”计划(GAME/Tibet, 1996~2000年)、在国际全球协调加强观测计划(CEOP)中设置了亚澳季风青藏高原计划(CAMP/Tibet, 2001~2005年)^[15], 中日合作开展了“中日气象灾害合作研究中心”青藏高原项目(JICA/Tibet项目, 2005~2009年)^[16~18], 以及国际上目前正在执行的“第三极环境”(TPE)研究计划^[19]. 因此, 预估未来青藏高原的气候与环境变化, 除了其本身具有重要的科学意义外, 也对于认识高原区域的经济、社会和生态系统产生的影响、应对气候变化国家战略的制定乃至国家安全具有重要的战略意义.

截至目前, 许多研究开展了青藏高原区域未来气候和环境变化的研究, 这些预估研究利用的手段包括气候模式和物理统计模型. 本文对未来21世纪青藏高原区域气候和环境变化研究进行了回顾, 所涉及的气候与环境因素包括气温、降水、极端天气气候事件、冻土、积雪、冰川、径流和植被. 利用气候模式对未来气候和环境的预估主要依赖于未来人类活动的可能情景, 包括政府间气候变化专门委员会(IPCC)第4次评估报告(AR4)^[20]所利用的排放情景SRES^[21]以及第5次评估报告(AR5)^[22]的典型浓度情景RCP^[23]. 表1给出了IPCC第4次评估报告SRES和第5次评估报告RCP的简单说明.

1 气温变化

基于IPCC AR4所采用的耦合模式比较计划第3阶段(CMIP3)的20个气候模式在SRES A1B排放情景下模拟结果的集合平均以及一个全球气候模式模拟输出驱动下的动力降尺度分析结果, 对于高原未来气候变化趋势的预估表明^[24], 相对于1980~1999年气

候平均值, 2030~2049年青藏高原大部分地区年平均地面气温的升温幅度在1.4~2.2℃, 高海拔地区的增温一般更为显著, 西藏西部的冬季增暖将达到2.4℃以上. 另外一项基于CMIP3中28个耦合模式的研究结果表明^[25], 在SRES A1B情形下, 2011~2040年冬夏季增温超过1℃的概率超过80%; 冬季增幅大于1.5℃的概率为60%以上; 对于21世纪末期(2070~2099年), 气候变化信号更加显著, 如冬季温度将很可能(概率近于100%)增加3℃, 增加4℃的概率也在80%以上.

利用IPCC AR5所采用的第5次耦合模式比较计划(CMIP5)模式结果, 在RCP2.6和RCP8.5两种情景下, Su等人^[26]给出了由24个模式集合平均得到的21世纪青藏高原年平均地面气温的预估(图1). 由图1可看出, 在RCP2.6情景下, 高原在近期(2006~2035年)有较弱的增温, 但在远期(2036~2099年)出现了较弱的降温趋势, 在RCP8.5情景下21世纪高原将持续升温. 两种情景下预估的气温在近期差异不大, 年平均气温相对于基准期(1961~2005年)将升高1.1~1.4℃, 而远期(2036~2099年)两种情景的差异较大, 相对于基准期RCP2.6情景年均气温将升高1.7~2.0℃, 而RCP8.5情景年均气温将升高3.9~4.6℃. 在两种情景下近期地面气温的预估结果随季节的变化不明显, 冬季和春季的增暖略大于夏季和秋季的增暖; 但在远期, 增暖在冬季最强, 而夏季最弱. 胡芩等人^[27]选取了30个CMIP5模式的集合平均, 取1986~2005年作为参考时段, 在RCP4.5情景下得到21世纪早期(2016~2035年)、中期(2046~2065年)和晚期(2081~2100年), 青藏高原区域年平均地面气温的增高分别为1.1, 2.1和2.7℃.

表1 排放情景SRES和典型浓度情景RCP

Table 1 The Special Report on Emission Scenarios (SRES) and the Representative Concentration Pathways (RCP)

排放情景SRES		典型浓度情景RCP	
情景	CO ₂ 加倍时间	情景	描述
SRES A1B	2100年以后	RCP8.5	2100年辐射强迫达到8.5 W/m ² , CO ₂ 当量浓度达到1370×10 ⁻⁶
SRES A1T	不会达到		
SRES A1F1	大约2070年	RCP6	2100年辐射强迫达到6.0 W/m ² , CO ₂ 当量浓度达到850×10 ⁻⁶
SRES A2	大约2070年	RCP4.5	2100年辐射强迫达到4.5 W/m ² , CO ₂ 当量浓度达到650×10 ⁻⁶
SRES B1	不会达到		
SRES B2	2100年以后	RCP2.6	辐射强迫在2050年达到峰值3.0 W/m ² , 到2100年下降到2.6 W/m ² , CO ₂ 当量浓度达到490×10 ⁻⁶

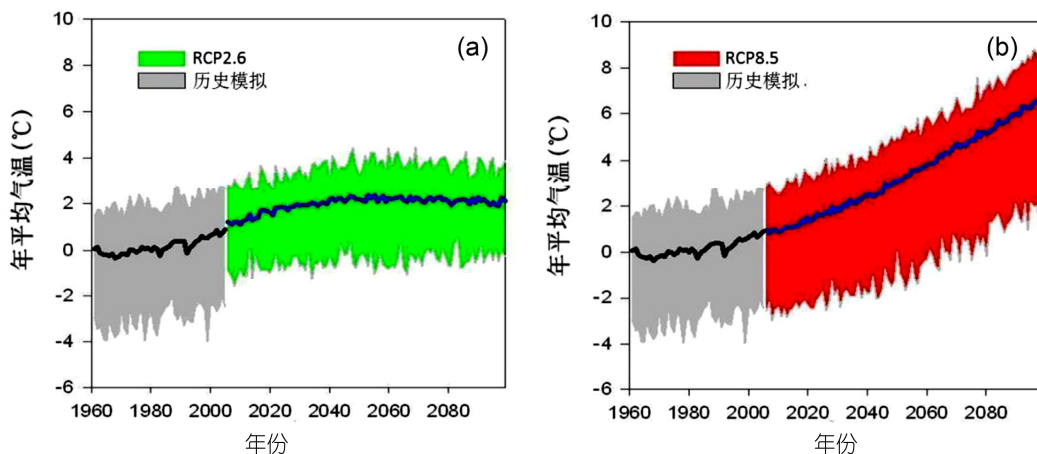


图1 在RCP2.6(a)和RCP8.5(b)两种情景下,由24个全球气候模式预估结果平均的基准期(1961~2005年)和21世纪青藏高原年平均地面气温随时间的变化(引自文献[26])

Figure 1 Simulated surface air temperature by 24 climate models for a subperiod (1961~2005) of the twentieth and twenty-first century under RCP2.6 (a) and RCP8.5 (b) scenarios averaged in the Tibetan Plateau (from Ref. [26])

区域气候模式对东亚气候有更好的模拟能力^[28,29],其对青藏高原气候变化预估试验^[30]结果表明,相对于1996~2005年,在RCP4.5情景下(图2),未来(2090~2099年)高原年平均、冬和夏季平均气温表现为一致升高.年平均气温升幅在1.5~2.4℃,升温中心位于高原西南部,而东南部升温相对较小.冬季增温相对较强,基本都在1.8℃以上.夏季的增温幅度小于冬季,整个高原的升温在2.1℃以内,其中高原东部相对较小,范围在0.8~1.2℃,高原西部及北部的柴达木盆地为高值区,升温在1.8~2.1℃.RCP8.5情景下气温的变化与RCP4.5情景下的空间分布较一致,但升温幅度明显增强,其中年平均升温在3.9℃

以上,冬季升温在大部分地区超过4.5℃,夏季气温的升幅在3.3~3.6℃.总体来说,未来高原地面气温将升高,但升温幅度存在地域和季节性差异,其中冬季的升温大于夏季,高原西南部冈底斯山和喜马拉雅山的升温大于高原中部地区.

2 降水变化

刘晓东等人^[24]的预估结果表明,相对于1980~1999年,2030~2049年青藏高原大部分地区降水量的变化相对较小,青藏高原大部分地区 and 全年多数季节降水可能增加,但未来30~50年青藏高原地区降水率增量通常不超过5%.Chen等人^[25]的结果表明2011~

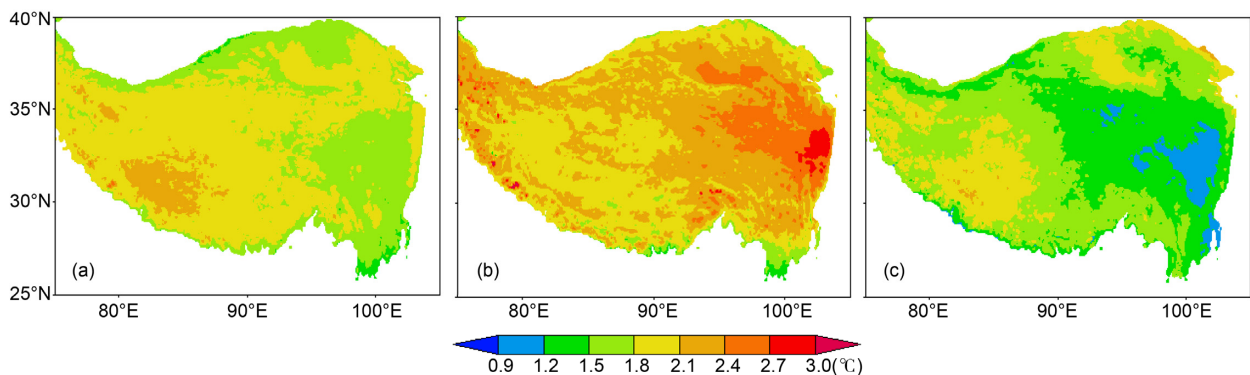


图2 在RCP4.5情景下,利用10 km水平分辨率的RegCM4.0预估的相对于当代(1996~2005年)的未来2090~2099年的年平均(a)以及冬季(b)和夏季(c)的地面气温分布(引自文献[30])

Figure 2 Changes of surface air temperature in the Tibetan Plateau in 2090~2099 under the RCP4.5 scenario relative to 1996~2005 by the RegCM4.0 with 10 km horizontal resolution for (a) annual, (b) DJF, and (c) JJA (from Ref. [30])

2040年期间青藏高原降水将增加,气候将会更加湿润,如夏季降水增加的概率大于60%;21世纪末期(2070~2099年),青藏高原冬夏季降水都将显著增加,其概率分别为60%和80%。

图3给出了利用CMIP5中的24个模式对青藏高原21世纪降水变化的预估^[26]。在RCP2.6和RCP8.5情景下,高原在近期(2006~2035年)年平均降水相对于基准期(1961~2005年)将增加3.2%;而远期(2036~2099年)相对于基准期年均降水增加6%~12%。降水的增加具有季节差异,在近期,夏季、秋季和春季的降水增加为5.0%~7.0%,冬季为2.0%~4.0%。不同情景之间的差异在远期随时间增加而变大。在RCP8.5情景下,春季、夏季和秋季在远期降水的增加为10.0%~15.0%,冬季为6.0%;在RCP2.6的情景下,远期降水的增加约为RCP8.5情景下的一半。最大的降水增幅出现在夏季,冬季降水增幅最小。胡琴等人^[27]选取了20个CMIP5模式的集合平均,取1986~2005年作为参考时段,在RCP4.5情景下得到21世纪早期(2016~2035年)、中期(2046~2065年)和晚期(2081~2100年),青藏高原区域年平均降水分别增加4.4%、7.9%和11.7%。

区域气候模式对青藏高原未来降水变化的预估^[30]表明,RCP4.5情景下(图4)年平均降水的变化基本以增加为主,相对于当代(1996~2005年),未来2090~2099年高原北部、西部及东南部的降水增加10%~25%,而东部地区略有减少;冬季降水在整个

高原均表现为增加,部分地区增幅超过25%。夏季降水增加高值区位于喀喇昆仑山区,中心值超过75%,其他地区为正负相间的分布,变化均较小。RCP8.5情景下,降水变化的空间分布与RCP4.5情景下基本一致,但变化幅度增大。总体来说,降水在整个高原以增加为主,高原北部和西部地区为增幅大值区。两种情景相比,RCP8.5情景下的变化基本与RCP4.5情景下的空间分布趋势一致,但变化强度增大。

3 极端天气气候事件变化

除了气候平均态的变化,全球变暖背景下青藏高原的极端气候也将发生显著变化。相对于1961~1990年,利用多个气候模式在SRES情景下的预估结果^[31,32]表明,21世纪末期青藏高原区域霜冻天数将减少,其减少幅度为10%~30%;热浪天数将显著增加(增幅为10倍以上),暖夜天数也将增加4倍以上。对于极端降水,变暖背景下其强度增强,频次增多。如降水强度将增加10%~26%;最大连续5 d降水量将增加25%~45%;极端降水贡献率的增幅则为40%~60%。

在RCP2.6、RCP4.5和RCP8.5三种情景下,CMIP5中MPI_ESM_LR模式的集合预估结果^[33]表明(表2),青藏高原2006~2100年期间,白天极端低温日数(TX10)、夜间极端低温日数(TN10)和冰冻日(ID)明显变小,夜间极端高温日数(TN90)、白天极端高温日数(TX90)、热浪期指数(HWDI)和暖日指数(HWFI)明显

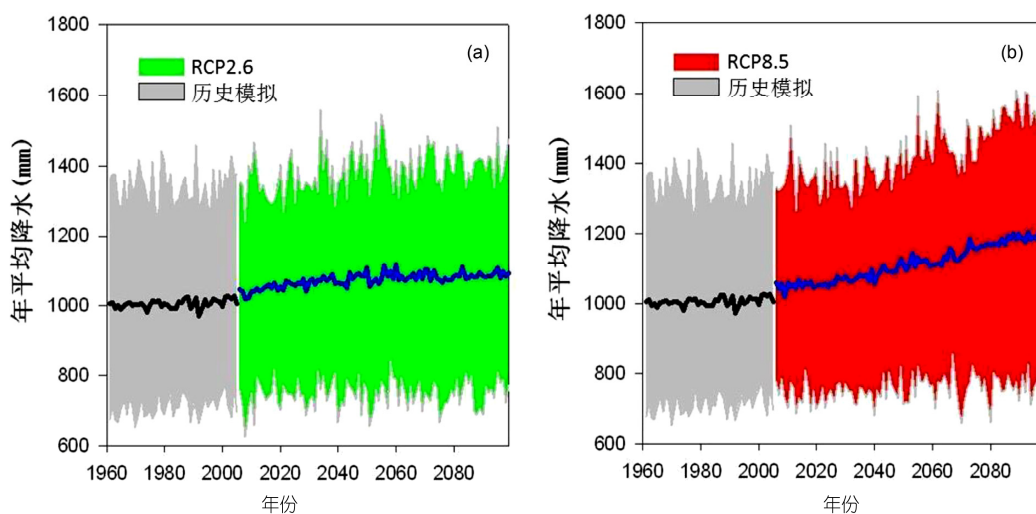


图3 在RCP2.6(a)和RCP8.5(b)两种情景下,由24个全球气候模式预估结果平均的基准期(1961~2005年)和21世纪青藏高原年平均降水随时间的变化(引自文献^[26])

Figure 3 Simulated rainfall by 24 climate models for a subperiod (1961–2005) of the twentieth and twenty-first century under RCP2.6 (a) and RCP8.5 (b) scenarios averaged in the Tibetan Plateau (from Ref. ^[26])

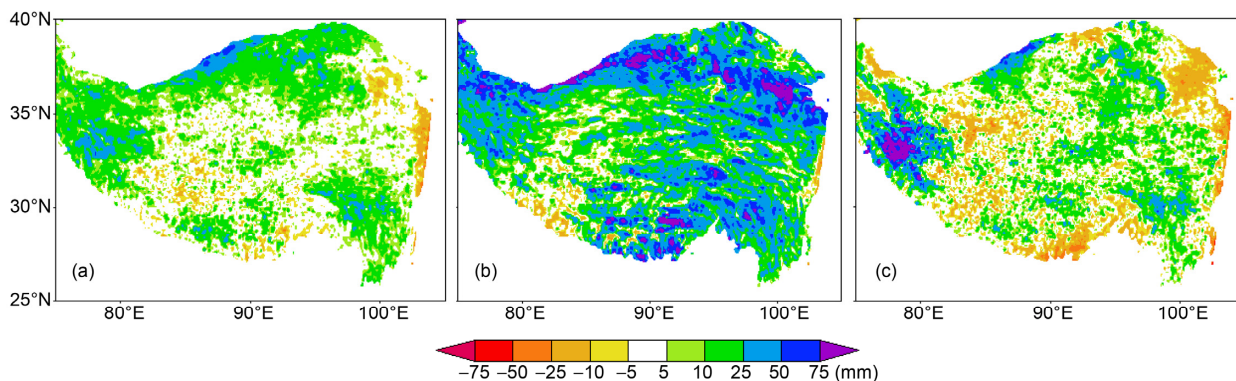


图4 在RCP4.5情景下,利用10 km水平分辨率的RegCM4.0预估的相对于当代(1996~2005年)的未来2090~2099年的年平均(a)以及冬季(b)和夏季(c)的降水分布(引自文献[30])

Figure 4 Changes of rainfall in the Tibetan Plateau in 2090–2099 under the RCP4.5 scenario relative to 1996–2005 by the RegCM4.0 with 10 km horizontal resolution for (a) annual, (b) DJF, and (c) JJA (from Ref. [30])

表2 在RCP2.6, RCP4.5和RCP8.5三种情景下各种极端天气气候指数在2006~2100年的线性变化趋势^{a)}

Table 2 Linear trends for the indices of extreme weather and climate events in 2006–2100 under RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 scenarios

指数	TX10	TN10	TX90	TN90	DTR	ID	HWDI	HWFI
RCP8.5	-1.36	-1.42	6.81	7.41	0.01	-6.63	8.64	26.33
RCP4.5	-0.86	-0.96	2.27	2.58	0.00	-2.84	1.58	5.42
RCP2.6	-0.11	-0.11	0.15	0.28	-0.01	0.02	0.04	0.25
单位	d/10 a	d/10 a	d/10 a	d/10 a	°C/10 a	d/10 a	d/10 a	d/10 a

a) 黑体表示变化趋势值超过95%的置信水平

变大,而日较差(DTR)没有发生明显的变化.各种指数在RCP8.5情景下具有最大的变化趋势,而在RCP2.6情景下变化趋势最小.对于RCP8.5和RCP4.5二种情景,除了日较差(DTR)外,所有的变化趋势都是显著的,超过了95%的置信水平.日较差(DTR)变化不显著是由于白天极端高温日数(TX90)和夜间极端高温日数(TN90)具有相当的上升趋势所致.另外,在所有增加的线性变化趋势中夜间极端高温日数(TN90)的上升趋势最大,而在所有减小的线性变化趋势中冰冻日(ID)的减少趋势最大.对于RCP2.6情景,夜间极端高温日数(TN90)的增加趋势是唯一显著的,说明了在所有情景下夜间极端高温日数(TN90)具有显著的增加趋势.

Zhou等人^[33]利用CMIP5中24个气候模式结果的集合,预估了相对于1986~2005年,在RCP4.5和RCP8.5两种情景下,包括青藏高原在内的中国西南区域(77°~106°E, 22°~36°N)在21世纪末期(2081~2100年)极端温度和降水的变化(表3).由表3可看出,与高温有关的极端事件(日最低气温最低值、日最高气温最高值、高于20℃的暖夜数、高于25℃的夏日数、暖

期、暖夜、暖日)均增加,并且RCP8.5情景比RCP4.5情景的增幅更大;而与低温有关的极端事件(霜冻日数、冰冻日数、冷期、冷夜、冷日)均减少,RCP8.5情景比RCP4.5情景的减少幅度更大;与降水有关的极端事件(总湿日降水量、平均日降水强度、极端降水日数、连续5 d降水量)增加,表现为RCP8.5情景比RCP4.5情景的增幅更大;由于温度和降水的增加,生长季长度也表现出增加,RCP8.5情景比RCP4.5情景的增幅更大.

4 冻土变化

经验统计冻土模型的预估结果表明^[34],高原气温平均升高1.10℃,多年冻土总的消失比例不会超过19%;但是当2099年高原气温平均升高2.91℃后,青藏高原多年冻土将发生显著的变化,消失比例高达58%,高原东部、南部的多年冻土大部分消失,主要的多年冻土区仅存高原西北部范围内的区域(77°~93°E, 32°~37°N).物理统计模型的结果^[35]表明,气温年增加0.02℃情形下,50年后多年冻土面积约为109.4×10⁴ km²,面积缩小约8.8%,100年后多年冻土

表3 相对于1986~2005年,在RCP4.5和RCP8.5情景下中国西南区域(77°~106°E, 22°~36°N)21世纪末期(2081~2100年)极端温度和降水变化^{a)}

Table 3 Changes of extreme temperature and rainfall in the late 21st century (2081–2100) in southwestern China (77°~106°E, 22°~36°N) relative to 1986–2005 under RCP4.5 and RCP8.5 scenarios

标记	含义	RCP4.5	RCP8.5
TNn	日最低气温最低值	上升2.84℃	上升6.13℃
TXx	日最高气温最高值	上升2.49℃	上升5.01℃
FD	霜冻日数	减少26.0 d	减少51.4 d
TR	高于20 的暖夜数	增加7.4 d	增加17.5 d
ID	冰冻日数	减少23.0 d	减少46.0 d
SU	高于25 的夏日数	增加11.6 d	增加24.7 d
GSL	生长季长度	增加30.5 d	增加60.9 d
WSDI	暖期	增加62.4 d	增加172.1 d
CSDI	冷期	减少3.2 d	减少3.6 d
TN10p	冷夜	由1961~1990年的10%下降到1.71%	由1961~1990年的10%下降到0.31%
TN90p	暖夜	由1961~1990年的10%增加到45.65%	由1961~1990年的10%增加到73.47%
TX10p	冷日	由1961~1990年的10%下降到2.22%	由1961~1990年的10%下降到0.68%
TX90p	暖日	由1961~1990年的10%增加到45.65%	由1961~1990年的10%增加到73.46%
PRCPTOT	总湿日降水量	距平百分率增加9%	距平百分率增加16.3%
SDII	平均日降水强度	距平百分率增加7%	距平百分率增加14.7%
R95p	极端降水日数	距平百分率增加34%	距平百分率增加72.8%
RX5day	连续5 d降水量	距平百分率增加11%	距平百分率增加23%

a) TN10p, TN90p, TX10p, TX90p是百分位指标, 计算相对的基准期为1961~1990年, 平均值为10%

面积减少13.4%; 如果升温率为0.052℃/a, 青藏高原多年冻土面积在50年后退化13.5%, 与气温年增加0.02℃经100年后情形相当, 而未来100年青藏高原多年冻土将发生更显著的退化, 整个高原面上多年冻土退化面积达46%。

利用大气强迫资料驱动包含冻土过程的动力模式对青藏高原冻土有很好的模拟能力^[36,37]。Guo等人^[37]利用区域气候模式动力降尺度结果驱动通用陆面模式(Community Land Model 4.0), 对21世纪青藏高原多年冻土变化进行了预估。结果表明, 在SRES A1B温室气体排放情景下, 青藏高原近地层多年冻土面积到21世纪中期(2030~2050年)将减少大约39%, 到21世纪末期(2080~2100年)将减少81%。从1952~2100年, 近地层多年冻土面积经历了一个显著减小的线性趋势, 减小率为 $9.9 \times 10^4 \text{ km}^2/10 \text{ a}$ (图5)。当前0.5~1.5 m的活动层厚度, 到21世纪中期将增至1.5~2.0 m, 到21世纪末期将增至2.0~3.5 m。

5 积雪变化

利用区域气候模式预估的SRES A1B情景下高原

积雪^[38]在21世纪将减少, 并且减小的趋势远大于中国的东北和西北。2021~2099年间的线性趋势表明, 高原积雪日数的减少趋势为11 d/10 a, 积雪深度(雪水当量)的减少趋势为1.5 mm/10 a, 积雪开始日期的推迟趋势为6 d/10 a, 积雪结束日期的提前趋势为7 d/10 a。

在RCP4.5和RCP8.5两种情景下, 区域气候模式对青藏高原未来2006~2099年积雪变化的预估结果^[39]表明, 相对于1986~2005年, 高原和全国平均的积雪日数均呈下降趋势, RCP8.5情景的下降趋势明显大于RCP4.5, 高原的下降趋势明显大于全国平均(图6)。在RCP8.5情景下, 高原的下降趋势为3.7 d/10 a, 高于全国平均(2 d/10 a)。对于雪水当量来说, 两种情景下也为下降趋势, 青藏高原区域的下降趋势要明显强于全国平均。在高原区域, RCP8.5情景下雪水当量的下降趋势(0.5 mm/10 a)要大于RCP4.5情景下的下降趋势(0.3 mm/10 a)。

积雪在21世纪的未来变化具有明显的空间差异^[39]。如在RCP4.5情景下, 在21世纪中期(2040~2059年), 积雪日数最大减少区域在高原东部, 为10~20 d, 其他区域相对较小; 雪水当量的最大减少

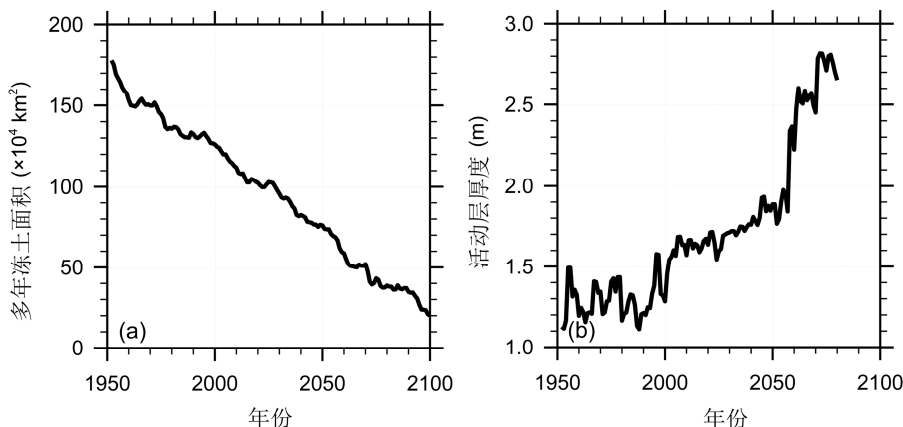


图5 在 SRES A1B 温室气体排放情景下预估的多年冻土面积(a)和区域平均活动层厚度(b)的时间变化(引自文献[37])
Figure 5 (a) Time series of the simulated near-surface permafrost area and (b) the area-mean time series of the simulated active layer depth under SRES A1B scenario (from Ref. [37])

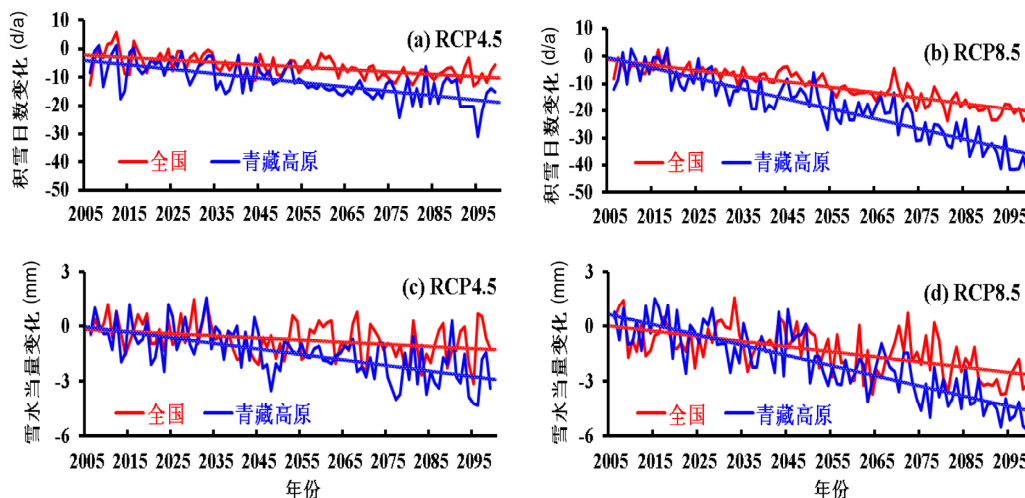


图6 2006–2099年青藏高原(TP)和全国区域平均(CN)的积雪日数((a), (b)) 和雪水当量((c), (d)) 在 RCP4.5((a), (c))和 RCP8.5((b), (d))情景下的变化(直线为线性趋势)(引自文献[39])
Figure 6 Changes of regional means of ((a), (b)) snow cover days and ((c), (d)) snow water equivalent in the Tibetan Plateau (blue lines) and whole China (red lines) during 2006–2099 under ((a), (c)) RCP4.5 and ((b), (d)) RCP8.5 scenarios (The straight lines are linear trends) (from Ref. [39])

区域在高原的东部和南部, 减少的量可达到-10 mm, 但在高原中部略有增加, 增加的幅度为0.1~1 mm左右. 到21世纪末期(2080~2099年)时, 积雪日数减少幅度增大, 三江源区域和高原南部一些区域的积雪日数可减少30 d以上; 雪水当量的空间分布与21世纪中期类似, 减少的幅度略有增加.

6 冰川变化

考虑到冰川面积与气温之间的关系以及2030, 2070和2100年的升温值分别为0.4~1.2, 1.2~2.7和2.1~4.0℃时, 届时冰川面积将分别减少12%, 28%和

45%^[40]. 利用冰川动力学模型对乌鲁木齐河源1号冰川的未来变化进行的预估结果表明^[41], 在IPCC AR4的各种情景下, 该冰川将在未来70~90年消失, 面积和体积到2050年会缩小一半以上, 极端升温条件下该冰川大约在50年后消失. 应用冰川系统对气候变化响应的功能模型^[42], 在升温率为0.01, 0.03及0.05℃/a三种情景下, 计算得到的中国敏感型冰川和稳定型冰川的面积变化表明, 不同敏感性冰川区冰川面积变化的过程和速率是不同的, 两类冰川的面积随温度的增高都减小, 增温率越大冰川面积减少的速率越大. 敏感型冰川区冰川面积减小率更大, 表

现为急速减少,在增温率为 $0.05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 的情景下,到2010年冰川面积约减少86%。稳定型冰川区冰川面积的退缩率则比敏感型冰川小得多,在 $0.05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 的情景下,到2050年冰川面积减小率平均约为18%,到2100年约为45%。

利用CMIP5气候模式预估结果的集合,驱动一个高分辨率冰-水文模型,对位于青藏高原的巴尔托洛(Baltoro)区域和朗塘(Langtang)区域21世纪冰川的未来变化进行了预估^[43],结果表明,在RCP8.5的情景下,相对于1961~1990年,到2100年对于冰川相对较大并且较厚的巴尔托洛区域冰川面积和冰量分别减少33%和50%;而对于冰川相对较小并且较薄的朗塘区域,冰川面积和冰量的减少和更显著,分别为54%和60%。冰川面积的减小程度在21世纪的后半段更大,如在朗塘区域,在RCP4.5和RCP8.5的情景下,2021~2050年平均的冰川面积分别减少9%和14%,而2071~2100年平均的冰川面积分别减少37%和54%。

从已有的研究结果来看,总体而言未来几十年中国冰川将持续退缩,到21世纪后半期退缩幅度更大。但需要注意的是,冰川对气候变化具有滞后响应^[44],并且面积较小的冰川退缩更显著。由于中国冰川中80%以上都是面积小于 1 km^2 的小冰川,未来几十年中国冰川条数将会减少^[45]。

7 径流变化

应用概念性的融雪模式,对印度河流域气候变暖对融水和蒸散发影响的研究表明^[46],如果温度升高 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$,积雪主导的流域融水会减少18%;而冰川主导的流域融水会增加33%。基于温度指数的水文-冰川模型的研究发现^[47],当温度以每年 $0.06\text{ }^{\circ}\text{C}$ 上升时,以冰川为主的几个喜马拉雅河流径流中的融水表现为从西到东减少的区域差异。应用区域气候模型未来气候的预估和融雪径流模型^[48],若21世纪末冰川范围减少50%,印度河上游总径流相对于2001~2005年将增加7%。利用CMIP3中20个气候模式和2个降水-径流模型,在全球增暖 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (大约为2030年)时,取所有气候模式在雅鲁藏布江流域各格点年平均降水的中间百分位,结果表明^[49]气候变化使得整个流域的年平均径流增加13%,增加的区域主要在雅鲁藏布江中游及其支流拉萨河和年楚河流域,增加的时段主要在5~9月的湿季。

Immerzeel等人^[43]利用CMIP5中的4个气候模式

预估结果的集合,驱动一个高分辨率冰-水文模型,结果表明,相对于1961~1990年,在RCP4.5的情景下,2021~2050年时段朗塘和巴尔托洛流域的年径流量分别增加31%和46%;在RCP8.5的情景下,2071~2100年时段年径流量分别增加88%和96%。Lutz等人^[51]利用一个高分辨率冰冻圈-水文模型,集成4个CMIP5气候模式,在RCP4.5的情境下预估的高原未来气候变化,研究了青藏高原河流径流量对气候变化的响应。结果表明,相对于1998~2007年,直到21世纪中期径流呈增加的趋势。考虑不同气候模式预估结果下径流变化的平均情况,处于青藏高原的印度河、恒河、雅鲁藏布江、莎尔温江和湄公河上游流域的年径流量到2041~2050年分别增加6.8%,6.7%,5.0%,9.1%和11.0%。利用一个融雪径流模型和5个CMIP3气候模式在SRES A1B情景下的气候预估结果,Immerzeel等人^[51]的研究结果表明,相对于2000~2007年,到2046~2065年时处于青藏高原的长江流域上游径流将减少,减少幅度为5.2%;黄河上游径流增加,增加幅度9.5%。

8 植被变化

利用海气耦合模式Hadley Center GCM2的气候变化情景驱动BIOME3模型^[52],模拟发现未来气候变化和 CO_2 增加(340~500 ppm, $1\text{ ppm}=1\text{ }\mu\text{L}/\text{L}$)将使青藏高原温性荒漠、高寒草原、高寒荒漠以及冰雪/荒漠带大幅度减少,冷温性针叶林、温性灌丛/草甸和温性草原将大幅度增加,所有的植被带将向西北方向移动,不同生物群区的生产力将有不同程度的增加。利用7个气候模式在SRES A2和B2情景下的预估结果驱动BIOME3模型^[53],到21世纪中期(2051~2060年),青藏高原大约 90°E 以东区域将出现常绿林/森林,取代了当代(1961~1990年)的高山苔原,两种未来情景下的预估结果类似,只不过在SRES A2情景下常绿林/森林的范围比SRES B2情景下更大;21世纪末期(2091~2100年)与中期相比,在SRES B2情景下常绿林/森林出现在高原东部和南部,在SRES A2情景下,除了高原中西部较小的区域外,几乎整个高原都被常绿林/森林所覆盖。

设计气温与降水的梯度变化以及 CO_2 浓度倍增(360~720 ppm)来驱动BIOME4模型^[54],结果表明青藏高原的植被对气候变化非常敏感,尤其是对升温的响应,表现出大范围的植被类型更替,现存的高寒

植被因升温而被森林入侵,或者因干旱而被草地或者荒漠所取代.基于现状植被分布与关键生物气候指标定量关系所建立的统计模型模拟发现^[55],青藏高原北部和南部的高寒植被将随温度升高而被温带草原所取代,在东部被温带落叶林、寒温带针叶林和亚高山森林灌丛所取代;CO₂浓度升高有利于提升木本植物的竞争力,将进一步加剧高寒植被被亚高山森林和灌丛所替代的趋势.基于7个气候模式的预测也进一步证实^[56],到21世纪末期,青藏高原南部地区的高寒植被将被具有更高生产力的寒温带针叶林、亚高山森林灌丛所取代,西部的高寒稀疏植被将从高原面上消失,温带草原仅零星、局限分布在高原的边缘地区.

9 结论和讨论

根据气候模式在SRES和RCP情景下的预估结果以及物理统计模型的预估结果,以当前气候状态(1961~1990年或1971~2000年或21世纪前10年中的某一时段的气候平均值)作为参考,21世纪未来年份中青藏高原区域的气温、降水呈增加趋势,而积雪和冻土呈减少趋势;与高温有关的极端事件增加,而与低温有关的极端事件减少,与降水有关的极端事件增多.各要素的变化幅度与未来人类活动的可能情景有关,与RCP4.5的情景相比,在RCP8.5的情景下变化幅度更大.青藏高原的径流变化较复杂,不同流域径流变化存在较大的差异.总体来说,青藏高原植被对气候变化的响应敏感而脆弱,其在未来气候变化情景将会发生较大变化,表现为生长季长度将会变长,东部和南部被温带落叶林、寒温带针叶林和亚高山森林灌丛所取代,灌丛植被类型将会扩展并入侵高寒草原,使得当地牧草的营养价值下降,这很可能对传统的农牧业构成一定的威胁.作为总结,表4给出了在多种未来人类活动的可能情景下,青藏高原区域不同气候与环境要素在21世纪中期(2030~2050年)和后期(2080~2100年)变化的综合集成结果.应当指出的是,由于不同流域之间径流的变化存在着较大的差异,表4中没有给出青藏高原径流在21世纪预估的综合集成结果.不同流域之间径流差异的产生

表4 在多种未来人类活动的可能情景下青藏高原区域气候与环境要素在21世纪中期(2030~2050年)和后期(2080~2100年)变化的综合集成结果

Figure 4 Comprehensive integration of changes of climate and environmental factors in the middle (2030–2050) and late (2080–2100) terms in the 21st century under various scenarios

气候与环境要素	21世纪中期	21世纪后期
气温增加幅度(°C)	1.1~2.2	1.5~4.6
降水增加率(%)	3.2~5.0	6.0~12.0
白天极端高温日数年增加天数(d)	0.6~27.2	1.4~61.3
多年冻土面积减少率(%)	8.8~39.0	46.0~81.0
积雪深度减小幅度(mm)	1.2~3.0	2.7~10.5
冰川面积退缩率(%)	2.0~14.0	8.0~60.0

是因为气温增高时,对径流起主要贡献的降水、积雪和冰川融化在不同流域存在显著差异.

模式预估结果依赖于气候模式对地球气候描述的可靠性以及未来人类活动情景的设计.虽然目前气候模式的性能在不断完善,但由于气候变化的复杂性,目前的气候模式还存在着许多不足,如对云物理化学过程、气溶胶-云-辐射的相互作用过程、地球气候系统各圈层的相互作用过程等的描述尚不完善.气候模式的不完善以及未来情景的差异对气候变化的预估带来了较大的不确定性,如表4所示,预估结果的变化幅度很大.目前青藏高原有关气候系统各圈层观测资料的匮乏,也是影响高原气候与环境未来预估的一个重要因素.要认识高原气候变化及其强迫因素、预测未来气候和环境变化,一个最基础的工作是在青藏高原建立多学科的、规范的、并且具有代表性的涉及到气候系统各圈层的综合气候观测系统,以获取所需的高质量资料和相关产品,提供气候系统变化的详细信息^[57].另外,青藏高原大气成分的变化对高原气候和环境也具有重要的影响.如随大气环流输送到高原上空的黑碳气溶胶沉降到冰川和积雪表面后,由于降低反照率导致增温,加剧了冰川和积雪的融化^[58].青藏高原上空为一显著的臭氧低谷区^[59],臭氧的持续减少也是大气对流层中下层增温趋势产生的一个重要原因^[4,6].因此,对青藏高原未来气候与环境变化的预估,高原上空大气成分的变化也是需要考虑的一个重要因素.

参考文献

- 1 Qin D H, Dong W J, Luo Y. Climate and Environmental Changes over China: 2012 (in Chinese). Vol. 2. Beijing: Meteorological Press, 2012. 432 [秦大河, 董文杰, 罗勇. 中国气候与环境演变: 2012 (第2卷). 北京: 气象出版社, 2012. 432]
- 2 Yang K, Wu H, Qin J, et al. Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A review. *Global Planet Change*, 2014, 112: 79–91
- 3 Liu X, Chen B. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *Int J Clim*, 2000, 20: 1729–1742
- 4 Zhang R H, Zhou S W. Air temperature changes over the Tibetan Plateau and other regions in the same latitudes and the role of ozone depletion. *Acta Meteorol Sin*, 2009, 23: 290–299 [张人禾, 周顺武. 青藏高原气温变化趋势与同纬度带其他地区的差异以及臭氧的可能作用. *气象学报*, 2008, 66: 916–925]
- 5 Duan A M, Wu G X, Zhang Q, et al. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions. *Chin Sci Bull*, 2006, 51: 1396–1400 [段安民, 吴国雄, 张琼, 等. 青藏高原气候变暖是温室气体排放加剧结果的新证据. *科学通报*, 2006, 51: 989–992]
- 6 Zhou S W, Zhang R H. Decadal variations of temperature and geopotential height over the Tibetan Plateau and their relations with Tibet ozone depletion. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L18705, doi: 10.1029/2005GL023496
- 7 Huang R H. The influences of the heat source anomaly over Tibetan Plateau on the northern hemisphere circulation anomalies (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 1985, 43: 208–220 [黄荣辉. 夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流异常的作用. *气象学报*, 1985, 43: 208–220]
- 8 Ye D, Wu G. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteor Atmos Phys*, 1998, 67: 181–191
- 9 Yanai M, Li C, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effect on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 1992, 70: 319–351
- 10 Ding Y. Effects of the Qinghai-Xizang plateau on the circulation features over the plateau and its surrounding areas. *Adv Atmos Sci*, 1992, 9: 112–130
- 11 Wu G X, Li W P, Guo H, et al. Tibetan Plateau sensible heat pump and Asia summer monsoon (in Chinese). In: Ye D Z, ed. *Memorial Corpus for Zhao Jiuzhang*. Beijing: Science Press, 1997. 116–126 [吴国雄, 李伟平, 郭华, 等. 青藏高原感热热泵和亚洲夏季风. 见: 叶笃正, 编. 赵九章诞辰九十周年纪念文集. 北京: 科学出版社, 1997. 116–126]
- 12 Xu X, Lu C, Shi X, et al. World water tower: An atmospheric perspective. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L20815, doi: 10.1029/2008GL035867
- 13 Zuo Z, Zhang R, Zhao P. The relation of vegetation over the Tibetan Plateau to rainfall in China during the boreal summer. *Clim Dyn*, 2011, 36: 1207–1219
- 14 Li Q, Zhang R. Seasonal variation of climatological bypassing flows around the Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 2012, 29: 1100–1110
- 15 Ma Y M, Yao T D, Wang J M. Experimental study of energy and water cycle in Tibetan Plateau—The progress introduction on the study of GAME/Tibet and CAMP/Tibet (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2006, 25: 344–351 [马耀明, 姚檀栋, 王介民. 青藏高原能量和水循环试验研究-GAME/Tibet与CAMP/Tibet研究进展. *高原气象*, 2006, 25: 344–351]
- 16 Xu X, Zhang R, Koike T, et al. A new integrated observational system over the Tibetan Plateau. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2008, 89: 1492–1496
- 17 Zhang R, Koike T, Xu X, et al. A China-Japan cooperative JICA atmospheric observing network over the Tibetan Plateau (JICA/Tibet Project): An overview. *J Meteorol Soc Jpn*, 2012, 90C: 1–16
- 18 Zhang R H, Xu X D. An applying platform for the new generation of the comprehensive atmospheric observing system over the Tibetan Plateau and its eastern region—A China-Japan cooperative JICA Project (in Chinese). *Eng Sci*, 2012, 14: 102–112 [张人禾, 徐祥德. 青藏高原及东缘新一代大气综合探测系统应用平台—中日合作JICA项目. *中国工程科学*, 2012, 14: 102–112]
- 19 Yao T, Thompson L G, Mosbrugger V, et al. Third Pole Environment. *Environ Dev*, 2012, 3: 52–64
- 20 IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of The Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Solomon S D, Qin M, Manning Z, et al., eds. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 996
- 21 Nakicenovic N, Swart R. Special report on emissions scenarios. In: Nebojsa N, Robert S, ed. *Special Report on Emissions Scenarios*. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 612
- 22 IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al., eds. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535
- 23 Meinshausen M, Smith S J, Calvin K, et al. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim Change*, 2011, 109: 213–241

- 24 Liu X D, Chen Z G, Zhang R. The A1B scenario projection for climate change over the Tibetan Plateau in the next 30–50 year (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2009, 28: 475–484 [刘晓东, 程志刚, 张冉. 青藏高原未来30~50年A1B情景下气候变化预估. *高原气象*, 2009, 28: 475–484]
- 25 Chen W, Jiang Z, Li L. Probabilistic projections of climate change over China under the SRES A1B scenario using 28 AOGCMs. *J Clim*, 2011, 24: 4741–4756
- 26 Su F, Duan X, Chen D, et al. Evaluation of the global climate models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau. *J Clim*, 2013, 26: 3187–3208
- 27 Hu Q, Jiang D B, Fan G Z. Climate change projection on the Tibetan Plateau: Results of CMIP5 models (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2015, 39: 260–270 [胡琴, 姜大膀, 范广洲. 青藏高原未来气候变化预估: CMIP5模式结果. *大气科学*, 2015, 39: 260–270]
- 28 Yu E T, Wang H J, Sun J Q. A quick report on a dynamical downscaling simulation over china using the nested model. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2010, 3: 325–329
- 29 Gao X J, Wang M L, Giorgi F. Climate change over China in the 21st century as simulated by BCC_CSM1.1-RegCM4.0. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2013, 6: 381–386
- 30 Ji Z, Kang S. Double-nested dynamical downscaling experiments over the Tibetan Plateau and their projection of climate change under two RCP Scenarios. *J Atmos Sci*, 2013, 70: 1278–1290
- 31 Jiang Z H, Chen W L, Song J, et al. Projection and evaluation of the precipitation extremes indices over China based on seven IPCC AR4 coupled climate models (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2009, 33: 109–120 [江志红, 陈威霖, 宋洁, 等. 7个IPCC AR4模式对中国地区极端降水指数模拟能力的评估及其未来情景预估. *大气科学*, 2009, 33: 109–120]
- 32 Jiang Z, Song J, Li J, et al. Extreme climate events in China: IPCC-AR4 model evaluation and projection. *Clim Change*, 2012, 110: 385–401
- 33 Zhou B, Wen Q H, Xu Y, et al. Projected changes in temperature and precipitation extremes in China by the CMIP5 multimodel ensembles. *J Clim*, 2014, 27: 6591–6611
- 34 Li X, Cheng G D. A GIS-aided response model of high-altitude permafrost to global change. *Sci China Ser D: Earth Sci*, 1999, 42: 72–79
- 35 Nan Z, Li S, Cheng G. Prediction of permafrost distribution on the Qinghai-Tibet Plateau in the next 50 and 100 years. *Sci China Ser D: Earth Sci*, 2005, 48: 797–804
- 36 Guo D, Wang H. Simulation of permafrost and seasonally frozen ground conditions on the Tibetan Plateau, 1981–2010. *J Geophys Res Atmos*, 2013, 118: 5216–5230
- 37 Guo D, Wang H, Li D. A projection of permafrost degradation on the Tibetan Plateau during the 21st century. *J Geophys Res*, 2012, 117: D05106
- 38 Shi Y, Gao X, Wu J, et al. Changes in snow cover over China in the 21st century as simulated by a high resolution regional climate model. *Environ Res Lett*, 2011, 6: 045401
- 39 Ji Z, Kang S. Projection of snow cover changes over China under RCP scenarios. *Clim Dyn*, 2013, 41: 589–600
- 40 Shi Y F, Liu S Y. Estimation on the response of glaciers in China to the global warming in the 21st century. *Chin Sci Bull*, 2000, 45: 668–672 [施雅风, 刘时银. 中国冰川对21世纪全球变暖响应的预估. *科学通报*, 2000, 45: 434–438]
- 41 Li Z. Recent Researches and Applications on the Glacier No.1 at the Headwaters of Urumqi River, Tianshan Mountains (in Chinese). Beijing: Meteorological Press, 2011 [李忠勤. 天山乌鲁木齐河源1号冰川近期研究与应用. 北京: 气象出版社, 2011]
- 42 Xie Z C, Wang X, Kang E S, et al. Glacial runoff in China: An evaluation and prediction for the future 50 years (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2006, 28: 457–466 [谢自楚, 王欣, 康尔泗, 等. 中国冰川径流的评估及其未来50a变化趋势预测. *冰川冻土*, 2006, 28: 457–466]
- 43 Immerzeel W W, Pellicciotti F, Bierkens M F P. Rising river flows throughout the twenty-first century in two Himalayan glacierized watersheds. *Nature Geosci*, 2013, 6: 742–745
- 44 Ren J, Jing Z, Pu J, et al. Glacier variations and climate change in the central Himalaya over the past few decades. *Ann Glaciol*, 2006, 43: 218–222
- 45 Ren J, Xiao C. Cryosphere Changes (in Chinese). In: *Climate and Environmental Changes over China: 2012 Vol. 1*. In: Qin D H, ed. Beijing: Meteorological Press, 2012. 114–161 [任贾文, 效存德. 冰冻圈变化. 见: 秦大河, 主编. 中国气候与环境演变: 2012(第1卷). 北京: 气象出版社, 2012. 114–161]
- 46 Singh P, Bengtsson L. Impact of warmer climate on melt and evaporation for the rainfed, snowfed and glacierfed basins in the Himalayan region. *J Hydrol*, 2005, 300: 140–154
- 47 Rees H G, Collins D N. Regional differences in response of flow in glacier-fed Himalayan rivers to climatic warming. *Hydrol Proc*, 2006, 20: 2157–2169
- 48 Immerzeel W W, Droogers P, DeJong S M, et al. Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing. *Remote Sens Environ*, 2009, 113: 40–49
- 49 Li F, Zhang Y, Xu Z, et al. The impact of climate change on runoff in the southeastern Tibetan Plateau. *J Hydrol*, 2013, 505: 188–201
- 50 Lutz A F, Immerzeel W W, Shrestha A B, et al. Consistent increase in High Asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation. *Nat Clim Change*, 2014, 4: 587–592

- 51 Immerzeel W W, Beek L P H Van, Bierkens M F P. Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, 2010, 328: 1382–1385
- 52 Ni J. A simulation of biomes on the Tibetan Plateau and their responses to global climate change. *Mt Res Dev*, 2000, 20: 80–89
- 53 Jiang D. Projected potential vegetation change in China under the SRES A2 and B2 scenarios. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 126–138
- 54 Wang H, Ni J, Prentice I C. Sensitivity of potential natural vegetation in China to projected changes in temperature, precipitation and atmospheric CO₂. *Reg Environ Change*, 2011, 11: 715–727
- 55 Wang H, Prentice I C, Ni J. Data-based modelling and environmental sensitivity of vegetation in China. *Biogeosciences*, 2013, 10: 5817–5830
- 56 Wang H. A multi-model assessment of climate change impacts on the distribution and productivity of ecosystem in China. *Reg Environ Change*, 2014, 14: 133–144
- 57 Zhang R H. Climate observing system and related crucial issues (in Chinese). *J Appl Meteor Sci*, 2006, 17: 705–710 [张人禾. 气候观测系统及其相关的关键问题. *应用气象学报*, 2006, 17: 705–710]
- 58 Xu B, Cao J, Hansen J, et al. Black soot and the survival of Tibetan glaciers. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2009, 106: 22114–22118
- 59 Zhou X J, Luo C, Li W L. Total column ozone over China and center of low total column ozone over the Tibetan Plateau (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 1995, 40: 1396–1398 [周秀骥, 罗超, 李维亮, 等. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心. *科学通报*, 1995, 40: 1396–1398]

An overview of projected climate and environmental changes across the Tibetan Plateau in the 21st century

ZHANG RenHe¹, SU FengGe², JIANG ZhiHong³, GAO XueJie⁴, GUO DongLin⁵, NI Jian⁶, YOU QingLong³, LAN Cuo² & ZHOU BoTao⁷

¹State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;

²Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

³Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China;

⁴Climate Change Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

⁵Nansen-Zhu International Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

⁶State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang 550002, China;

⁷National Climate Center, Beijing 100081, China

Research into projected climate and environmental changes across the Tibetan Plateau in the 21st century is reviewed. Climate and environmental factors involved include surface air temperature, rainfall, extreme weather and climate events, frozen soil, snow cover, glaciers, runoff, and vegetation. Projections are mainly from climate model simulations under the Special Report on Emissions Scenarios (SRES) and Representative Concentration Pathway (RCP) as well as from physical statistical models. In the future, surface air temperature across the Tibetan Plateau will rise and this rise will become more rapid in the late 21st century. Generally, in that century, rainfall, extreme weather and climate events, and active layer depth of frozen soil across the plateau will increase. However, near-surface permafrost area, snow-covered days, snow water equivalent, and glacier coverage and amount will decrease. Changes of runoff across the plateau show complexity during the 21st century. Runoff varies greatly by drainage basin, with some basins showing increases and others decreases. Vegetation is sensitive and fragile in response to the climate change. In the middle and late century, growing season will lengthen, evergreen forest/woodland will replace alpine tundra on the southern and eastern plateau, and scrub vegetation will expand and invade the alpine steppe region. Based on existing research, we comprehensively integrate all these projected climate and environmental factors and present their potential changing ranges in the middle (2030–2050) and late (2080–2100) portions of the 21st century.

Tibetan Plateau, climate change, environmental change, 21st century projection

doi: 10.1360/N972014-01296