

# 末次冰盛期青藏高原冰川变化对亚洲气候的影响

毋宇斌<sup>1,3</sup> 刘永岗<sup>2,†</sup> 易朝路<sup>1</sup> 刘鹏<sup>2</sup>

1. 中国科学院青藏高原研究所环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101; 2. 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; † 通信作者, E-mail: ygliu@pku.edu.cn

**摘要** 以末次冰盛期(约2.6~1.9万年前)的气候为背景, 利用大气模式CAM4耦合陆面模式CLM4, 对青藏高原冰川规模扩大对气候产生的影响进行研究。结果表明, 末次冰盛期青藏高原冰川对北半球夏季的气候影响较显著, 除在冰川分布区引起显著的降温外, 通过遥相关作用, 还使得白令海峡附近显著升温。另外, 冰川产生的扰动会显著地增强南亚夏季风, 增加南亚地区降水。对比末次冰盛期与工业革命前时期不同气候态下青藏高原冰川规模扩大对气候的影响, 发现工业革命前时期的影响显著小于末次冰盛期, 说明青藏高原冰川对气候的影响与背景气候态有关。

**关键词** 古气候模拟; 青藏高原冰川; 末次冰盛期; 季风; 遥相关

## Impact of Tibetan Glacier Change on the Asian Climate during the Last Glacial Maximum

WU Yubin<sup>1,3</sup>, LIU Yonggang<sup>2,†</sup>, YI Chaolu<sup>1</sup>, LIU Peng<sup>2</sup>

1. Key Laboratory of Tibetan Environmental Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101; 2. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049; † Corresponding author, E-mail: ygliu@pku.edu.cn

**Abstract** Taking the climate of the Last Glacial Maximum (about 26000 years ago to 19000 years ago) as the background climate, the authors study the climatic impact of the expansion of the glacier on the Tibetan Plateau using the atmospheric general circulation model CAM4 coupled to the land surface model CLM4. The results show that in summer the increased glacier extent over Qinghai-Tibet Plateau has a significant impact on the climate in the Northern Hemisphere. Besides the significant temperature decrease on the glacier, atmospheric teleconnection can also cause significant warming near the Bering Strait. In addition, the disturbance caused by glaciers will enhance the South Asian summer monsoon and increase the precipitation there. Finally, through comparing the influence of the scale of the Qinghai-Tibetan glaciers on the climate under the different climate states of the Last Glacial Maximum (LGM) and Pre-industrial (PI) periods, it was found that their influence in the PI period was significantly less than that in the LGM period. It indicates that impact of Tibetan glaciers on climate is related with the climate state.

**Key words** paleoclimate simulation; Qinghai-Tibet Plateau glacier; last glacial maximum; monsoon; teleconnection

末次冰盛期(Last Glacial Maximum, LGM)是距今最近一次冰期旋回中冰川规模最大的时期, 发生在约2.6~1.9万年前<sup>[1]</sup>。由于该时期温室气体含量、大陆冰盖、地球轨道参数和海陆面积分布等多种强

迫条件不同, 气候状态与现代差异巨大<sup>[1-2]</sup>。作为古气候的一个典型时期, 从资料重建到数值模拟都有大量研究。观测数据表明, 当时的温室气体含量比现在低, 因此全球气温比现代要低4.6~8.3°C<sup>[3]</sup>,

高纬度降温甚至可以达到 $21\sim 25^{\circ}\text{C}^{[4-6]}$ 。陆地上冰川的规模比现代大两倍左右,北美洲的加拿大地区和北欧的很大部分区域都被巨厚的冰川覆盖,全球海平面比现在要低约 $130\text{ m}^{[7]}$ 。在古气候模拟比较计划(Paleoclimate Modeling Intercomparison Project, PMIP)的推动下,有多个气候模式对LGM时期的气候进行模拟,基本上重现了该时期全球气候分布的特征<sup>[8-11]</sup>。但是,因气候模式的不完备性,PMIP计划关于LGM时期的边界条件描述欠缺,各个模式得到的结果差别较大,与重建资料也有很多不吻合的地方。在亚洲地区,LGM时期的气候模拟结果与重建资料也存在明显的差别,模拟结果的准确性有待进一步提高<sup>[12-13]</sup>。

对亚洲地区气候模拟的一部分误差来源于青藏高原冰川规模的不确定性。例如,Kuhle<sup>[14-16]</sup>认为LGM时期青藏高原绝大部分区域被冰川覆盖,冰川面积达到约 $240\text{ 万 km}^2$ 。李炳元等<sup>[17]</sup>、Shi等<sup>[18]</sup>以及Owen等<sup>[19-21]</sup>认为,冰期最盛时,青藏高原的冰川面积约为 $35\text{ 万 km}^2$ ,比Kuhle<sup>[14-16]</sup>认为的面积几乎小一个量级,大约相当于现代冰川面积的7.5倍。目前被普遍接受的是后一种观点,即冰期最盛时,青藏高原的冰川面积比现代冰川面积稍大(如Kirchner等<sup>[22]</sup>),如果将冰川的平均厚度按 $250\text{ m}$ 计,总冰量( $87500\text{ km}^3$ )相当于全球海平面变化 $24.2\text{ cm}^{[23]}$ 。

夏季,青藏高原是一个大的热源,对东亚季风的形成很重要<sup>[24-25]</sup>。对观测资料的分析表明,如果该地区春季降雪覆盖面积增加,华南地区春季降水量也会有微弱的增加<sup>[26]</sup>;如果该地区夏季降雪覆盖面积略有增加,则中国夏季梅雨区域的降水量会增加<sup>[27]</sup>。这些研究表明,即使青藏高原地区冰雪覆盖范围有较小的变化,也会对东亚地区的降水有明显的影响。模拟结果显示,如果LGM时期冰川规模很大,覆盖青藏高原的大部分地区,不仅高原温度会大幅度下降,还会导致中国东部地区降水显著地减少<sup>[28]</sup>。然而,在历次PMIP计划对LGM时期古气候的模拟中,对青藏高原上覆盖的冰川只考虑了现代冰川分布,没有考虑LGM时期冰川规模与现代的差别。

为了进一步理解青藏高原冰川规模变化对全球气候,尤其是亚洲气候的影响,本文利用通用大气环流模式CAM4,耦合通用陆面过程模式CLM4.0,

分别模拟LGM和PI(Pre-industrial,工业革命前,这里指1850年)时期气候态下增大青藏高原冰川规模后气候的变化。本文主要关注青藏高原冰川变化在LGM时期的作用,而PI试验是为了研究在不同气候背景下青藏高原冰川的变化对气候的影响是否不同。以往的研究中使用的模型分辨率相对粗糙,计算能力相对较弱,积分时间相对较短,LGM时期青藏高原预置冰盖下垫面过大,使其研究结果对该时期的古气候模拟意义较小。本文对模型的选取、试验的设计以及LGM时期青藏高原冰川下垫面规模的控制都进行一定程度的改良,例如选取的模型动力学模拟和参数化方案更先进,模式分辨率提高一倍,并且LGM时期青藏高原冰川下垫面的规模更符合重建资料。

## 1 模式介绍

本文采用的模式为美国国家研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)开发的大气环流模式CAM4和CLM4。CAM4是NCAR开发的第六代全球大气环流模式,与CAM3相比,CAM4缺省的動力内核由原来的谱内核改为有限体积内核。并且,CAM4在深对流方案、北极云量模拟、辐射接口以及计算可扩展性等方面也做了显著的改进,有效地提高了对ENSO的模拟能力<sup>[29]</sup>。CAM4耦合陆面模块CLM4,还可以为大气模式提供陆面状况和陆-气之间的能量、动量和水汽交换等下边界条件<sup>[30]</sup>。本研究的模拟试验水平分辨率为 $1.9^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ (纬向 $\times$ 经向),垂直方向上分为26层,模式层顶气压为 $3\text{ hPa}$ ;陆地的水平分辨率与大气相同,时间步长为 $1800\text{ s}$ ,海表温度固定。

## 2 边界条件及试验设计

本研究分别针对LGM和PI设计两组数值试验:Cntl-LGM和Gla-LGM; Cntl-PI和Gla-PI。其中,Cntl-LGM和Cntl-PI分别为LGM和PI时期的控制试验,青藏高原的冰川规模与现在相同,约为 $5\text{ 万 km}^2$ (图1(a)); Gla-LGM和Gla-PI分别为LGM和PI时期的敏感性试验,青藏高原冰川面积扩大至约 $35\text{ 万 km}^2$ (图1(b))。

PI时期控制试验(Cntl-PI)数据来自NCAR提供的CESM1.2全耦合模式得到的平衡态数据(图1(a)),其中 $\text{CO}_2$ 浓度为 $284.7\text{ mg/kg}$ ; LGM时期控制试验

(Cntl-LGM)边界条件主要根据国际古气候模拟比较计划(PMIP4)设定,地球公转轨道参数对应21 ka,  $\text{CO}_2$ 浓度为185 mg/kg, 陆地冰盖数据、地形、海岸线分布资料为LGM陆冰重构数据ICE-6G<sup>[31]</sup>(图1(b))。海表温度、海冰分布及大气初始场数据来源于Zhu等<sup>[32]</sup>使用全耦合的CESM1.2模式进行末次冰盛期气候模拟得到的平衡态。

敏感性试验(Gla-PI和Gla-LGM)分别在对应控制试验的基础上,仅对陆面地表类型中的冰川类型进行修改:在青藏高原西北部帕米尔高原处,在原有冰川的格点中,扩大冰川占比,使冰川面积增加至约35万 $\text{km}^2$ (图1(b))。该区域原有冰川在Cntl-PI和Cntl-LGM试验中面积都很小,基本上可以忽略(图1(a))。值得注意的是:LGM时期青藏高原冰川规模的扩大不仅仅局限于青藏高原的西北部地区,真实情况可能是,在青藏高原其他地区也有零散的分

布。本文的探究性试验主要受两个条件的限制:一是分辨率,在低分辨率情况下,很难在除青藏高原西北部地区以外的其他区域添加合适面积的冰川;二是边界条件,倘若使用高分辨率,就需要使用高分辨率耦合模式得到的海表温度数据,但是目前不存在这样的数据。由于这两个条件的限制,本文仅考虑西北部帕米尔地区的冰川变化。

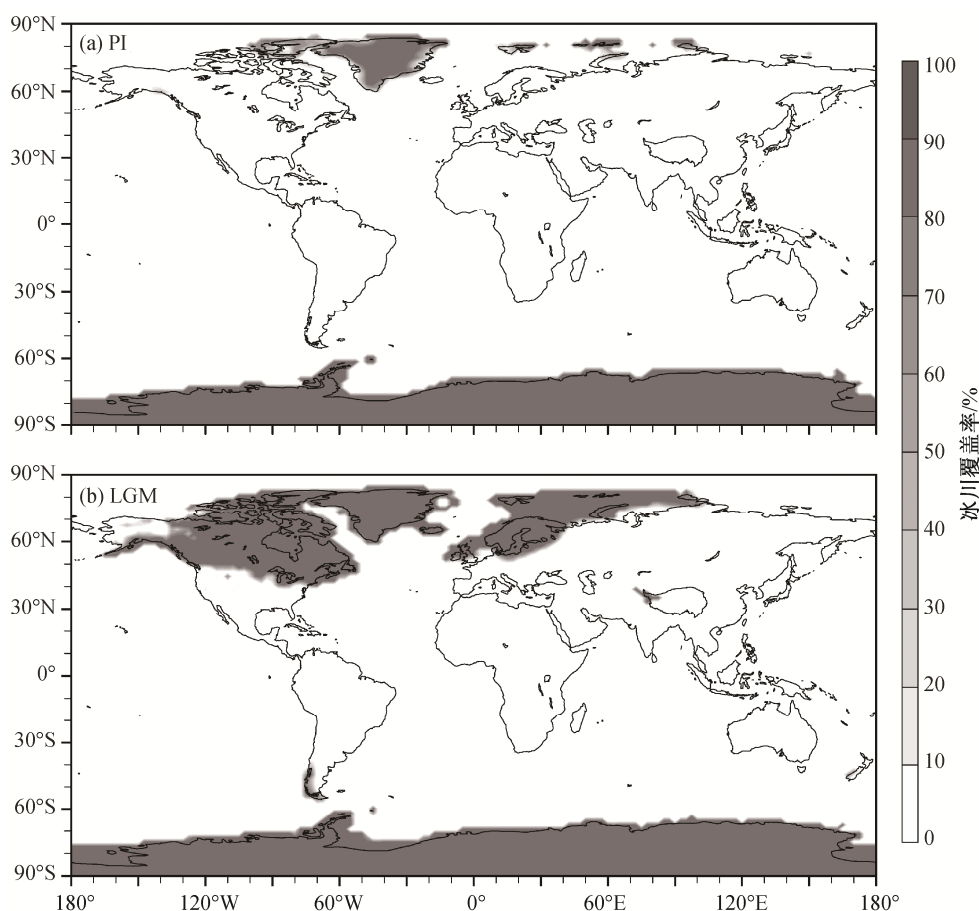
4个试验均积分150年,使用后100年的数据平均值进行结果分析。

### 3 结果分析

#### 3.1 LGM 时期

##### 3.1.1 气候态

在控制试验中,由CAM4模式得到的LGM时期全球地表年均气温比PI时期低约 $7^\circ\text{C}$ 。除在太平洋和大西洋东海岸个别地区出现轻微的升温外,大多



(a)中冰川数据来源于NCAR提供的PI(1850年)地表数据,(b)中冰川数据来源于ICE-6G;粗线代表青藏高原的轮廓

图1 PI和LGM时期冰川分布

Fig. 1 Glacier distribution in PI and LGM

数地区都有较大幅度的降温。其中,热带地区温度降低3~5°C,极地地区降温超过10°C(图2)。降温原因主要是LGM时期温室气体含量比PI时期低,另一个较大的原因是LGM时期陆地冰盖比PI时期大很多(图1)。对轨道变化的影响幅度不确定,可能比对冰盖的影响小一些<sup>[33]</sup>。由于温度降低,全球平均年降水量相对于PI时期减少约14%。赤道地区(大约5°S—5°N)降水显著减少,但在10°S和10°N附近降水增加(图3)。在我国东部沿海和华南地区、孟加拉湾以及印度北部,LGM时期夏季降水比PI时期显著增加,但冬季降水都有减少。

根据文献[34–35]中对季风区的定义,全球主要分为八大季风区,分别为印度季风区(IN)、东亚季风区(EA)、西北太平洋季风区(WNP)、澳大利亚季风区(AUS)、北美季风区(NAM)、南美季风区(SAM)、北非季风区(NAF)和南非季风区(SAF)。上述季风区均满足以下两个条件:1)夏季降水量与冬季降水量的差值超过300 mm;2)夏季降水量超过年均降水量的55%(文献[34–35]中将夏季和冬季分别定义为5—9月和11—4月,本文中仍旧分别定义为6—8月和12—2月)。采用同样的季风定义,LGM时期的季风分布如图4所示,绿色区域为受全球季风影响区域,其中亚洲地区分为印度季风区和东亚季风区。印度季风属于热带季风,产生的原因为经向的海陆热力差异和南北半球的热力差异;东亚季风属于副热带季风,产生的原因主要为欧亚大陆与太平洋之间东西向的海陆热力差异<sup>[35]</sup>。从图4可以看出,模拟得到的LGM时期季风区域总体上比PI时期有所扩大,只在阿拉伯半岛和印度洋区域明显缩小。与Wang等<sup>[35]</sup>通过观测数据给出的现代季风区相比,无论是LGM时期,还是PI时期,模式都没有模拟出西北太平洋季风区;在PI时期,模式在阿拉伯半岛模拟出的明显季风区,在现代气候中并不存在。尽管与实际情形相比,模式对季风区的模拟可能有偏差,但是已经可以较好地模拟出全球大部分的季风区,尤其是本文关注的印度季风区和东亚季风区。

### 3.1.2 青藏高原冰川的影响

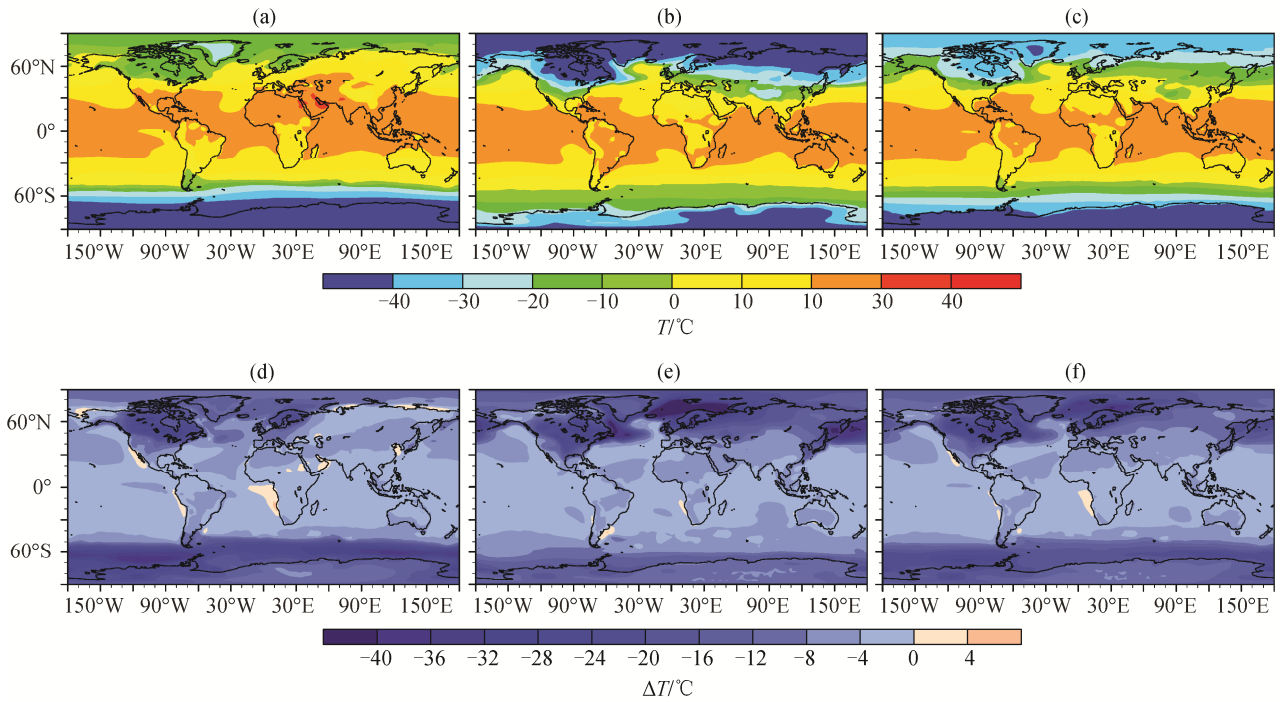
温度变化的分布形态在夏季和冬季不同(图5)。由于青藏高原冰川面积变化不大,所以对温度的影响总体上较小。除在冰川表面引起的温度变化较大外,在其他地方引起的温度变化一般为±1°C。在北半球夏季(6—8月),由于冰川反照率较高(图

6(a)),其表面温度下降约5°C;升温最大的地方在白令海峡附近,可以达到1.2°C;在加拿大东北部和欧洲北部也有升温,在0.2~0.4°C之间;在加拿大西南部、巴芬湾、喀拉海、南亚地区和澳大利亚有很小的降温(小于0.2°C)。这些温度变化都已通过5%的显著性检验。从白令海峡附近夏季地表反照率的减小可以看出,雪的融化对该区域的升温起到正反馈的作用(图6(a))。北半球冬季(12—2月)的温度变化比夏季小(图5(b))。在冬季,青藏高原大部分区域被降雪覆盖,冰川面积的增加对地表反照率(图6(b))以及地表与大气的热交换影响不大。温度变化较大的主要有两个地方,一是欧洲南部,温度降低0.2~0.5°C;二是斯堪的纳维亚冰盖的北部,温度升高0.2~0.5°C。由于青藏高原冰川面积的增加在冬季不会对温度产生直接的影响,模式得到的温度变化更有可能是在其他季节产生的影响延续到了冬季。前人研究显示,秋季在欧亚大陆(包括青藏高原)的降雪异常可以通过遥相关显著地影响北美大陆冬季的温度<sup>[36–37]</sup>。

青藏高原冰川面积的增大对降水的影响集中在亚洲地区,并且主要在北半球的夏季(图5)。在冰川的南部以及喜马拉雅山沿线,降水显著减少,减幅超过1 mm/d;而从青藏高原的边缘往西往南,再向东延伸到孟加拉湾,直到中国南海一带,降水都显著增加,增幅接近1 mm/day。在北半球的冬季,只有赤道西太平洋的降水略有增加,在本文关注的区域降水基本上没有变化。由于本文采用Wang等<sup>[35]</sup>对季风的定义,可以用降水指示季风变化,所以从降水变化的角度来看,青藏高原西北部冰川的增加会增强印度夏季风。

### 3.2 PI 时期

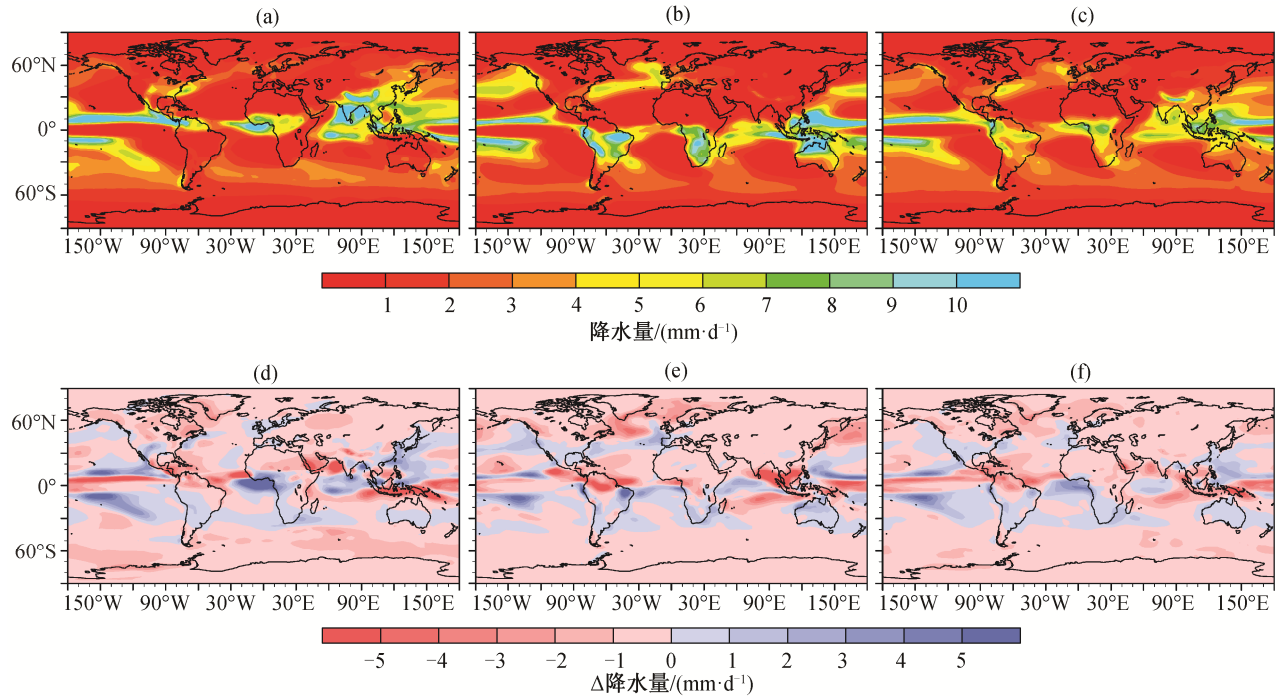
如图7所示,PI时期,如果扩大青藏高原西北部的冰川规模,同样可以看到冰川附近夏季温度显著下降,并且白令海附近温度升高,但是升温幅度远小于LGM时期。温度变化最显著的地方在俄罗斯远东地区,降温达到0.2~0.8°C。北半球冬季气温在95%置信度范围内基本上没有变化,对降水的影响集中在冰川附近;北半球夏季降水在冰川南部及喜马拉雅沿线减少,而在冰川往西区域增加。印度北部和孟加拉湾降水增加,但没有通过95%置信度检验。北半球冬季降水在全球的变化都很小,在整个亚洲和印度洋地区都无显著变化(图7(e))。与LGM时期相比,PI时期青藏高原冰川面积增加产生的影



(a)~(c) Cntl-LGM试验结果, 分别为LGM时期夏季、冬季和全年地表平均气温分布; (d)~(f)分别为夏季、冬季和全年的Cntl-LGM地表气温减去Cntl-PI地表气温

图2 LGM时期全球地表平均气温及与PI时期全球地表平均气温差异

Fig. 2 Global mean surface temperature during LGM and the difference between LGM and PI

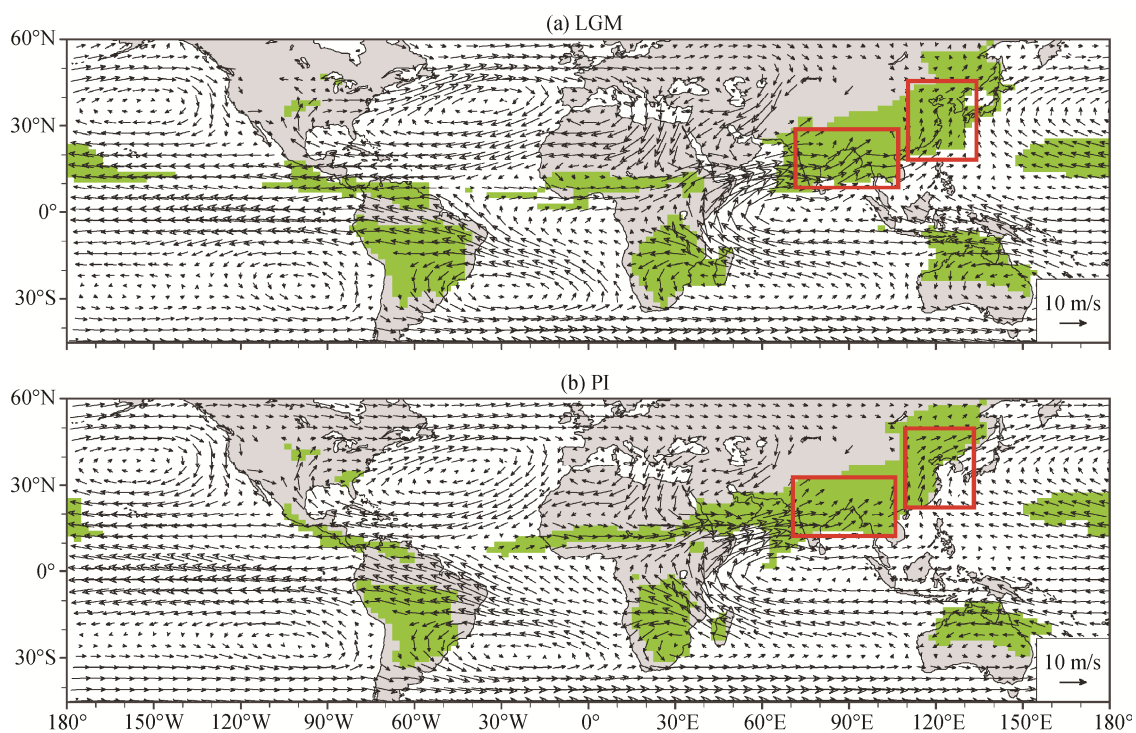


(a)~(c) Cntl-LGM试验结果, 分别为LGM时期夏季、冬季和全年平均降水; (d)~(f)分别为夏季、冬季和全年Cntl-LGM平均降水减去Cntl-PI平均降水

图3 LGM时期全球平均降水及与PI时期全球平均降水差异

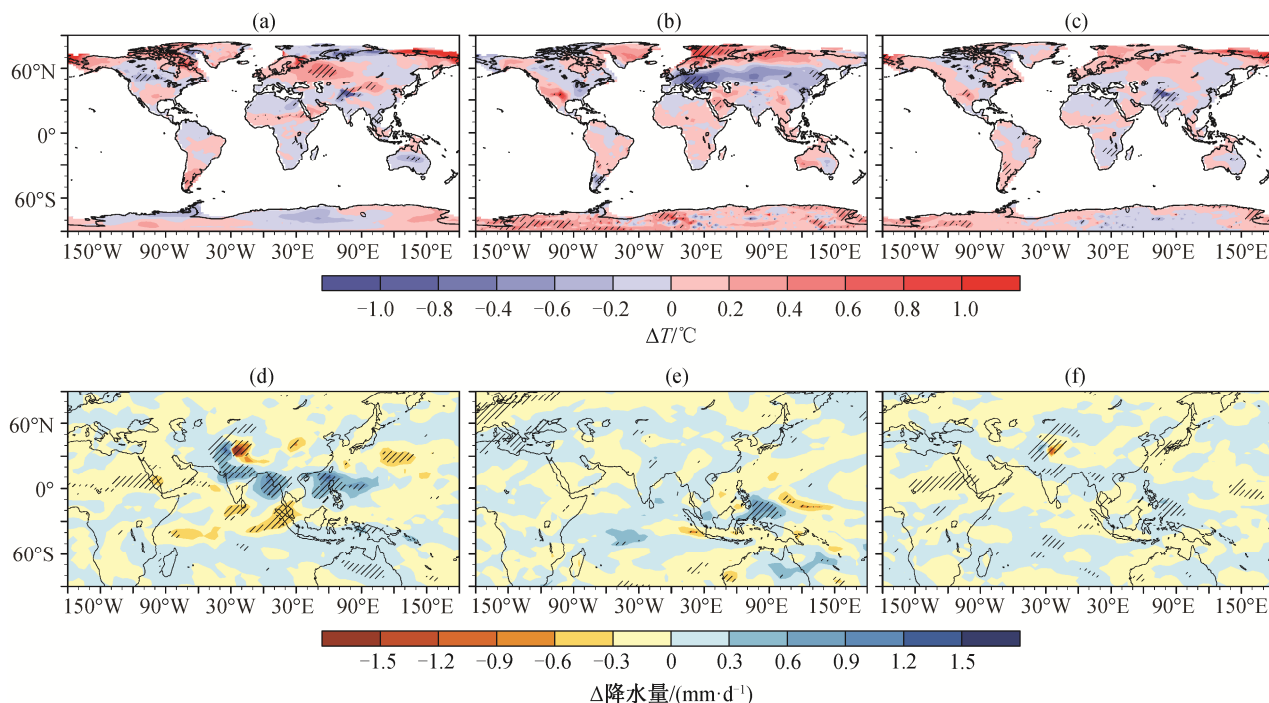
Fig. 3 Global mean total precipitation during LGM and the difference between LGM and PI





Cntl-LGM和Cntl-PI试验结果; 绿色区域满足Wang等<sup>[35]</sup>对季风区定义的条件, 为受全球季风控制的区域; 红色方框区域分别为印度季风区和东亚季风区, 为本文主要研究区域; 风场分别为对应时期 850 hPa夏季风

图4 LGM和PI时期全球季风分布  
Fig. 4 Global monsoon domains in LGM and PI



(a)~(c)分别为夏季、冬季和全年地表温度差异; (d)~(f)分别为夏季、冬季和全年降水差异。斜线填充区通过95%置信度检验

图5 LGM时期青藏高原冰川规模扩大后地表温度与降水差异  
Fig. 5 Difference in surface temperature and total precipitation between Gla-LGM and Cntl-LGM experiments



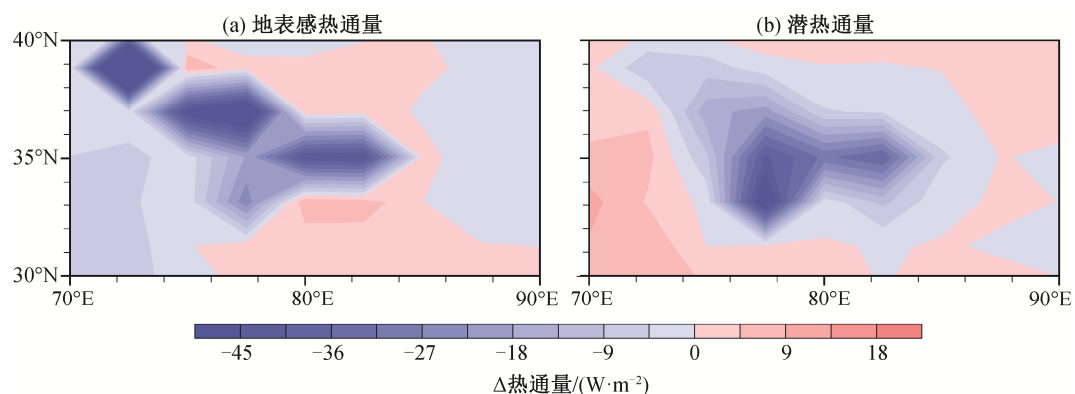
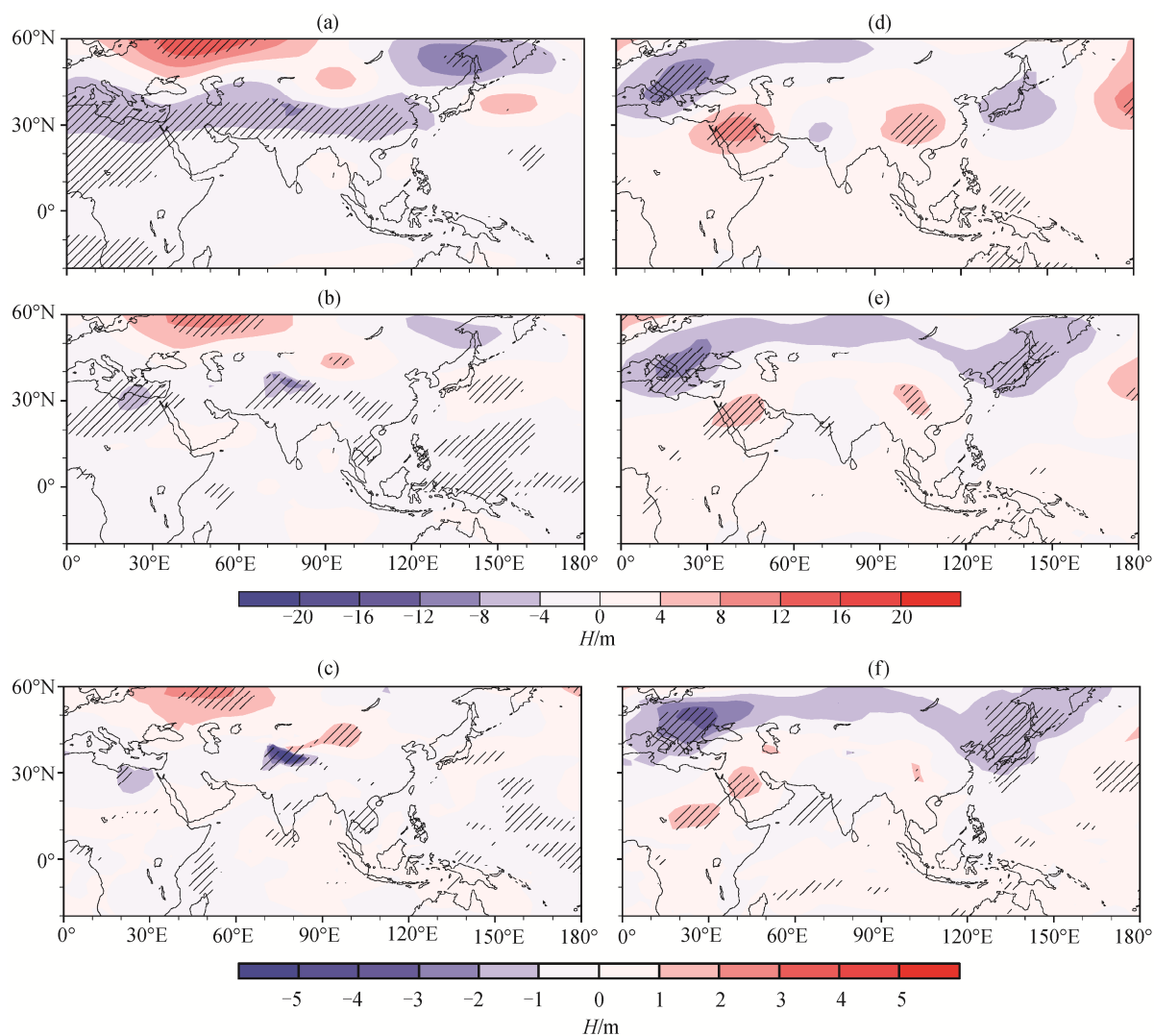


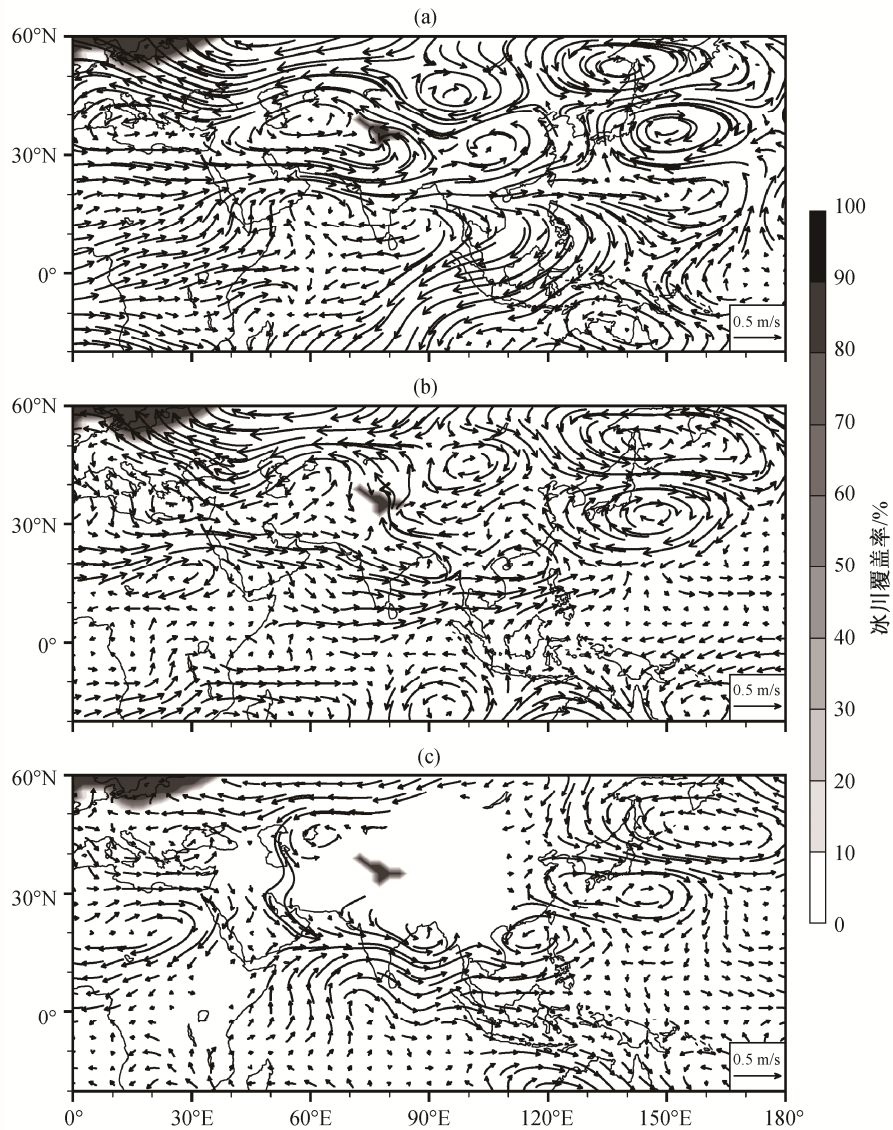
图 8 LGM 时期青藏高原冰川规模扩大后(北半球)夏季地表感热和潜热通量差异  
Fig. 8 Difference in surface sensitive heat flux and latent heat flux in boreal summer between Gla-LGM and Cntl-LGM experiments



(a)~(c)分别为LGM时期夏季 200, 500 和 850 hPa位势高度场变化;(d)~(f)分别为LGM时期冬季 200, 500 和 850 hPa位势高度场变化;斜线填充区表示通过 95%置信度检验

图 9 LGM 时期青藏高原冰川规模扩大后位势高度场差异  
Fig. 9 Difference in geopotential height between Gla-LGM and Cntl-LGM experiments





(a)~(c)分别为LGM时期夏季 200, 500 和 850 hPa风场变化; (d)~(f)分别为LGM时期冬季 200, 500 和 850 hPa风场变化; 灰度填充为冰川覆盖区域

图 10 LGM 青藏高原冰川规模扩大后风场差异

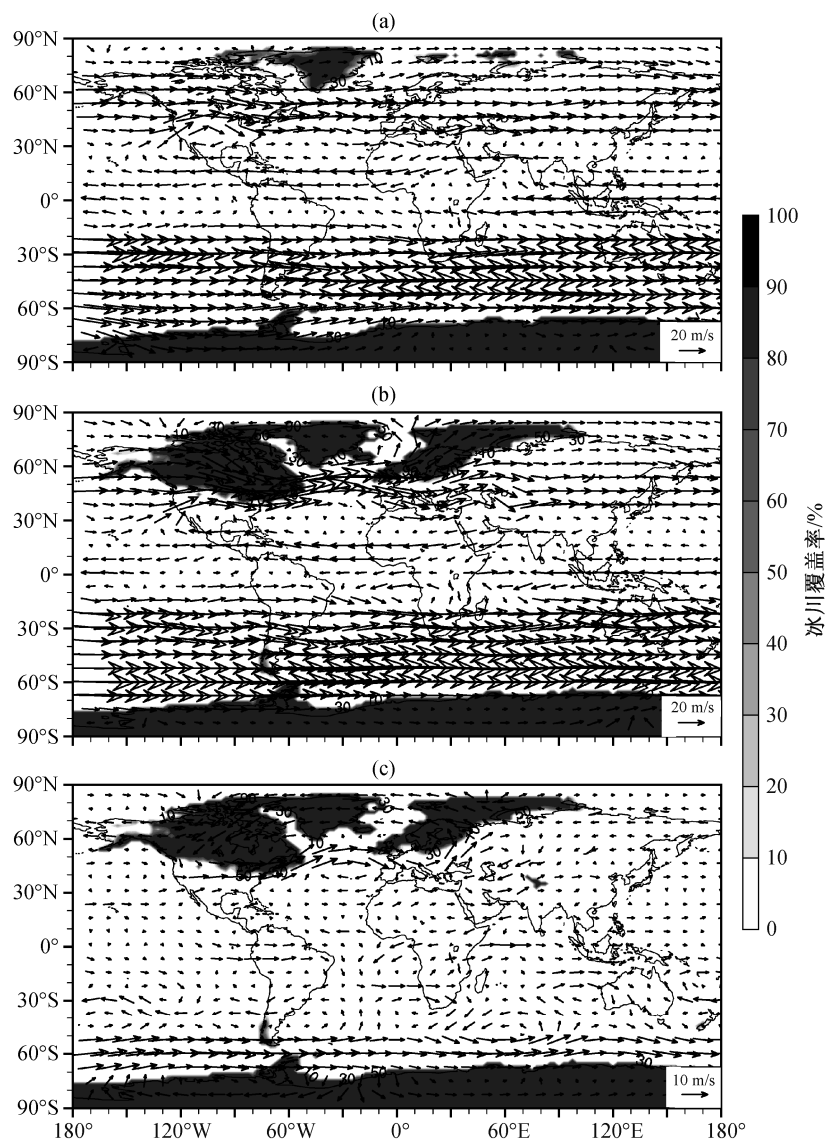
Fig. 10 Difference in wind field between Gla-LGM and Cntl-LGM experiments

响(不管是温度还是降水)总体上更小,说明青藏高原冰川对气候的影响与背景气候态有较大的关系。

#### 4 机制讨论

在青藏高原冰川面积增大的区域,地表向上的感热和潜热通量都减小,尤其是夏季。感热通量减小更多,超过 $45 \text{ W/m}^2$ ;潜热通量一般减小 $20 \text{ W/m}^2$ 左右,最大值也可达到 $45 \text{ W/m}^2$ (图8)。地表通量的减小产生一个中高层大气的低压扰动,在位势高度场上表现为负异常(图9)。这个扰动激发罗斯贝波,

并沿西风带向东传播,在跨过青藏高原后分为南北两支。罗斯贝波的北支一直向东,在鄂霍茨克海产生一个显著的低压扰动,引发一个很强的逆时针环流(图10(a)~(c)),其东缘的南风将热空气带到白令海峡,产生增温效果,积雪的融化进一步加强增温效果(图6(a))。这个效应一直持续到秋季,白令海峡有一个很强的积雪负异常(图略),有可能影响冬季环流。北支的波动可以一直影响到北美大陆,产生比较微弱的温度扰动(图5(a))。罗斯贝波的南支在中国中部产生一个负异常,这个负异常和青藏高



(a) PI时期夏季 400 hPa 风场; (b) LGM时期夏季 400 hPa 风场; (c) LGM 风场减去 PI 风场, 灰度填充为冰川覆盖区域

图 11 PI 和 LGM 夏季 400 hPa 风场及其差异

Fig. 11 The 400 hPa winds in PI and LGM and the difference between them

原西北部的负异常一起, 增强了南亚夏季风(图10(a)~(c)), 从而增加季风降雨(图5(a))。

青藏高原夏季冰川扰动产生的罗斯贝波的北支与文献[38]中青藏高原夏季升温产生的波动非常相似, 只是方向相反。在Wang等<sup>[38]</sup>的研究中, 青藏高原升温的范围很大, 产生的扰动波长较长, 有可能压缩南支的发展, 但由于扰动的强度也大, 所以在青藏高原以南激发了另一列沿着西风带向东传播的罗斯贝波。本文中, 两列罗斯贝波都是在西风带中传播。

由于青藏高原冰川冬季对辐射(图6(b))和热通

量(图略)的影响比较小, 这个负异常在冬季基本上看不到。位势高度负异常中心在预置冰川下垫面的西南部, 与冰川没有直接关系(图9(d)~(f)), 如前所述, 可能是由秋季在白令海峡附近的降雪异常通过遥相关作用产生的。冬季的西风带比夏季强很多, 并更靠近赤道。在图9中可以看到沿着西风带的一系列波动, 但是波动的源区在更西边。无论如何, 冬季的温度和降水变化都很小。

PI时期的夏季温度比LGM时期更高(图2(d)), 因此预期青藏高原冰川扩大产生的扰动应该更强, 影响范围更大。但是, 结果显示它对气候的影响,

尤其是对亚洲季风的影响明显更弱。这有可能是由两个时期风场的差别造成的。在LGM时期,北半球夏季西风带在亚洲大陆上更靠近赤道,并由于斯堪的纳维亚冰盖对西风带的扰动(图11(b)),在青藏高原的西侧,西风带更靠南一些,使得最强的西风恰好从青藏高原西北部的冰川上空吹过,使冰川扰动产生的影响范围变得更大。

## 5 结论

本文用CAM4模式耦合CLM4模式,研究末次冰盛期青藏高原冰川对气候的影响。结果显示,青藏高原西北部冰川规模的扩大对北半球的影响夏季比较显著,冬季比较弱。原因主要是,由于冬季该地区被积雪覆盖,冰川面积的增加可能不会对大气产生直接作用。在北半球的夏季,冰川导致的降温在青藏高原上空产生一个气旋,同时激发出两列都在西风带中向东传播的罗斯贝波。北支罗斯贝波对白令海峡附近产生较大的增温效果,南支罗斯贝波在中国中部也激发出一个气旋,与在青藏高原的气旋一起加强了南亚季风,从而在巴基斯坦、印度北部、孟加拉湾以及中国南海一带产生更多的季风降水。作为对比,青藏高原冰川面积的增大在工业革命前时期只对冰川附近的气候有局部的影响,显示出青藏高原冰川作用对背景气候的敏感性。

## 参考文献

- [1] Clark P U, McCabe A M. The Last Glacial Maximum. *Science*, 2009, 325: 710-714
- [2] Members M P, Waelbroeck C, Paul A, et al. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience*, 1934, 9(2): 127-132
- [3] Holden P B, Edwards N R, Oliver K I C, et al. A probabilistic calibration of climate sensitivity and terrestrial carbon change in GENIE-1. *Climate Dynamics*, 2010, 35(5): 785-806
- [4] Dahljensen D, Mosegaard K, Gundestrup N, et al. Past temperatures directly from the greenland ice sheet. *Science*, 1998, 282: 268-271
- [5] Johnsen S J, Dahljensen D, Dansgaard W, et al. Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. *Tellus B*, 1995, 47(5): 624-629
- [6] Cuffey K M. Large arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition. *Science*, 1995, 270: 455-458
- [7] Yokoyama Y, Lambeck K, De Deckker P, et al. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 2000, 406: 713-716
- [8] Yoshimori M, Yokohata T, Abeouchi A. A comparison of climate feedback strength between CO<sub>2</sub> doubling and LGM experiments. *Journal of Climate*, 2008, 22(12): 3374-3395
- [9] Chiverrell R C, Thomas G S P. Extent and timing of the Last Glacial Maximum (LGM) in Britain and Ireland: a review. *Journal of Quaternary Science*, 2010, 25(4): 535-549
- [10] Saito K, Sueyoshi T, Marchenko S, et al. LGM permafrost distribution: how well can the latest PMIP multi-model ensembles reconstruct?. *Climate of the Past*, 2013, 9(4): 1697-1714
- [11] 张秋颖, 万修全, 刘泽栋, 等. 末次盛冰期气候环境基本特征和数值模拟研究进展. *海洋通报*, 2017, 36(1): 1-11
- [12] 姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 末次盛冰期气候模拟及青藏高原冰盖的可能影响. *第四纪研究*, 2002, 22(4): 323-331
- [13] 梁潇云, 姜大膀. 我国对末次冰期冰盛期东亚区域气候模拟的研究. *气候变化研究进展*, 2007, 3(3): 138-143
- [14] Kuhle M. Reconstruction of the 2.4 million km<sup>2</sup> late Pleistocene ice sheet on the Tibetan Plateau and its impact on the global climate. *Quaternary International*, 1998, 45/46: 71-108
- [15] Kuhle M. The Tibetan ice sheet, its impact on the palaeomonsoon and relation to the earth's orbital variations. *Polarforschung*, 2002, 71(1/2): 1-13
- [16] Kuhle M. Glacial geomorphology and ice ages in Tibet and the surrounding mountains. *Island Arc*, 2005, 14(4): 346-367
- [17] 李炳元, 李吉均. 青藏高原第四纪冰川遗迹分布图. 北京: 科学出版社, 1991
- [18] Shi Y, Zheng B, Li S. Last glaciation and maximum glaciation in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau: a controversy to M. Kuhle's ice sheet hypothesis. *Chinese Geographical Science*, 1992, 2(4): 3-21
- [19] Owen L A, Finkel R C, Barnard P L, et al. Climatic and topographic controls on the style and timing of Late Quaternary glaciation throughout Tibet and the

- Himalaya defined by  $^{10}\text{Be}$  cosmogenic radionuclide surface exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24(12/13): 1391–1411
- [20] Owen L A, Caffee M W, Finkel R C, et al. Quaternary glaciation of the Himalayan–Tibetan orogen. *Journal of Quaternary Science*, 2008, 23(6/7): 513–531
- [21] Owen L A, Dortch J M. Nature and timing of Quaternary glaciation in the Himalayan–Tibetan orogen. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 88: 14–54
- [22] Kirchner N, Greve R, Stroeve A P, et al. Paleoglaciological reconstructions for the Tibetan Plateau during the last glacial cycle: evaluating numerical ice sheet simulations driven by GCM-ensembles. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(1/2): 248–267
- [23] 施雅风, 郑本兴. 青藏高原末次冰期最盛时的冰川与环境. *冰川冻土*, 1997, 19(2): 97–113
- [24] Liu X, Yin Z. Sensitivity of East Asian monsoon climate to the uplift of the Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 183(3/4): 223–245
- [25] Liu X, Guo Q, Guo Z, et al. Where were the monsoon regions and arid zones in Asia prior to the Tibetan Plateau uplift?. *National Science Review*, 2015, 2(4): 403–416
- [26] Wu R, Kirtman B P. Observed relationship of spring and summer East Asian rainfall with winter and spring Eurasian snow. *Journal of Climate*, 2007, 20(7): 1285–1304
- [27] Liu G, Wu R, Zhang Y, et al. The summer snow cover anomaly over the Tibetan Plateau and its association with simultaneous precipitation over the mei-yu-baiu region. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2014, 31(4): 755–764
- [28] Jiang D, Wang H, Drange H, et al. Last Glacial Maximum over China: sensitivities of climate to paleovegetation and Tibetan ice sheet. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D3): 1–11
- [29] Neale R B, Richter J H, Conley A J, et al. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 4.0) [R]. NCAR Tech Note NCAR/TN-485+ STR, 2010, 1(1): 1–12
- [30] Oleson K W, Lawrence D M, Gordon B, et al. Technical description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM) [EB/OL]. (2010–04) [2015–12]. [http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm4.0/cam/docs/description/cam4\\_desc.pdf](http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm4.0/cam/docs/description/cam4_desc.pdf)
- [31] Peltier W R, Argus D F, Drummond R. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: the global ICE-6G\_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2015, 120(1): 450–487
- [32] Zhu J, Liu Z, Otto-Bliesner B L, et al. Reduced ENSO variability at the LGM revealed by an isotope-enabled earth system model. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44: 6984–6992
- [33] Liu Z, Zhu J, Rosenthal Y, et al. The Holocene temperature conundrum. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2014, 111(34): 3501–3505
- [34] Wang B, Ding Q. Global monsoon: dominant mode of annual variation in the tropics. *Dynamics of Atmospheres & Oceans*, 2008, 44(3/4): 165–183
- [35] Wang P X, Wang B, Cheng H, et al. The global monsoon across time scales: mechanisms and outstanding issues. *Earth-Science Reviews*, 2017, 174: 84–121
- [36] Lin H, Wu Z. Contribution of the autumn Tibetan Plateau snow cover to seasonal prediction of North American winter temperature. *Journal of Climate*, 2011, 24(11): 2801–2813
- [37] Mote T L, Kutney E R. Regions of autumn Eurasian snow cover and associations with North American winter temperatures. *International Journal of Climatology*, 2012, 32(8): 1164–1177
- [38] Wang B, Bao Q, Hoskins B, et al. Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(14): 63–72