

李震坤, 朱伟军, 武炳义. 2011. 大气环流模式 CAM 中土壤冻融过程改进对东亚气候模拟的影响 [J]. 大气科学, 35 (4): 683–693. Li Zhenkun, Zhu Weijun, Wu Bingyi. 2011. Impact of improved soil freezing process on climate in East Asia using NCAR CAM model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 683–693.

大气环流模式 CAM 中土壤冻融过程改进对东亚气候模拟的影响

李震坤^{1,2} 朱伟军¹ 武炳义²

¹ 南京信息工程大学, 南京 210044

² 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘 要 本文在改进了大气环流模式 NCAR CAM3.1 中的土壤冻融过程参数化的基础上, 模拟研究了改进的冻土过程对东亚气候模拟的影响。模拟结果分析表明, 改进冻融过程参数化后, 冬季欧亚大陆上大部分地区大气对地表的加热偏强, 而夏季地表对大气的加热偏强, 尤其是青藏高原对大气的加热作用显著增强。东亚气候对冻土过程参数化方案非常敏感, 冬、夏两季地表气温都有显著的变化。在模式中合理考虑土壤冻融过程后, 模拟的冬季西伯利亚高压增强, 东亚大槽位置偏西; 东亚夏季风增强, 副热带高压增强西伸和偏北, 造成华北和长江中下游降水偏多, 华南降水偏少。此结果对改进气候模式对东亚气候模拟能力有重要意义。

关键词 冻土 东亚 参数化

文章编号 1006–9895 (2011) 04–0683–11

中图分类号 P435

文献标识码 A

Impact of Improved Soil Freezing Process on Climate in East Asia Using NCAR CAM Model

LI Zhenkun^{1, 2}, ZHU Weijun¹, and WU Bingyi²

¹ *Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*

² *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

Abstract An improved frozen soil parameterization scheme is introduced and its effects on climate in East Asia are investigated by using the latest version of general circulation model (GCM) CAM3.1 developed at NCAR. Simulation results show that the improved soil freezing process leads to enhanced heating of the earth's surface by the atmosphere over most parts of Eurasia in winter, while it leads to enhanced heating of the atmosphere by the earth's surface in summer, especially the abnormal heating is significantly strengthened over the Tibetan Plateau. The climate in East Asia is very sensitive to the frozen soil parameterization with notable change of the surface air temperature in both winter and summer. With the improved soil freezing process, the simulated Siberian high is enhanced and the East Asia trough moves westward in winter; the East Asian summer monsoon is intensified, and the western Pacific Ocean subtropical high extends northwestward, resulting in increasing rainfall in northern China and the middle and lower reaches of the Yangtze River and decreasing rainfall in South China. These results may have mean-

收稿日期 2010–04–06, 2011–03–03 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2007CB411505, 财政部/科技部公益性行业专项 GYHY200706005, 国家自然科学基金资助项目 40875052、40921003

作者简介 李震坤, 男, 1982 年出生, 博士研究生, 主要从事积雪和冻土对气候变化影响的研究。E-mail: lzk@cams.cma.gov.cn

通讯作者 武炳义, E-mail: wby@cams.cma.gov.cn

ingful implications for improving the performance of GCM to simulate the climate in East Asia.

Key words frozen soil, East Asia, parameterization

1 引言

陆地表面是地球气候系统的重要组成部分,同时也是全球和区域大气环流模式的重要下边界。陆地下垫面状况在很大程度上决定了陆地表面的能量和水平衡,从而深刻地影响着局地、区域乃至全球大气环流和气候的基本特征。大量的敏感性试验的结果(Charney et al., 1977; Shukla and Mintz, 1982; 王万秋, 1991; 陈海山等, 2003)都表明了陆地表面状况异常对大气和气候的变化产生重要的影响。

冻土是一类特殊的土壤,一般是指温度在 0°C 或 0°C 以下,并含有冰的各种土类和岩石。因为冰、水二者的热传导率、热容量等热力学性质迥异,冻土中冰的存在极大地改变了土壤的热力性质,同时土壤冻结和融化时会释放或吸收大量的潜热能量,从而影响能量在土壤层中的分配和地表能量平衡。另外,冻土状态可以直接减少土壤入渗,从而对雨水和雪融水的入渗产生影响,对地表径流和陆面水文循环起到调节作用(Cherkauer and Lettenmaier, 1999)。因此,冻土过程的模拟对于地气相互作用、区域气候和全球气候的模拟极为重要(王澄海等, 2002; 李新和程国栋, 2002)。

随着陆面过程模式的发展,冻土过程的重要性越来越为人们所重视。近年来,很多研究人员致力于冻土过程参数化的发展。Slater et al. (1998)对 BASE 模式进行了冻土参数化改进,Cherkauer and Lettenmaier (1999)在 VIC 陆面过程模式中对土壤含冰量进行了细致的考虑,Koren et al. (1999)在 NCEP 的 Eta 模式中加入了土壤的冻融过程,并研究发现忽略冻土过程会明显导致在冷冻(融化)期土壤温度的低(高)估。国内学者也做了大量的工作,Zhang and Lü (2002)在 NCAR/LSM 模式的基础上针对冻土过程对原方案进行了改进,胡和平等(2006)建立了一个冻土水热耦合模型,Zhang et al. (2007)发展了一个包含冻融过程的统一的土壤模式,李倩和孙菽芬(2006, 2007)在其基础上对冻融过程的算法做了进一步的改进。这些模型的研究大大深化了人们对冻土过程的认识。

然而,这些改进了冻融过程的陆面过程模式大都是经过离线试验进行了验证和检验,并没有耦合进现有的气候系统模式中。冻土过程和气候之间的关系研究一直是一个相对薄弱的环节,并且这些不多的研究工作主要集中于在气候模式的陆面子模式中加入一些较为简单的冻土过程,考虑其对气候模拟的改进。Cox et al. (1999)在陆面模式 MOSES 中加入土壤冻融方案后,提高了对当前气候的模拟能力。Viterbo et al. (1999)针对 ECMWF 模式所存在的冬季地面气温冷偏差的问题,在模式中考虑了土壤的冻融过程,发现对模式的性能有所改进。张宇等(2003, 2004)将加入冻土过程的 NCAR LSM 与 MM5 和 NCAR CCM3 耦合,发现提高了模式的模拟性能。Wang et al. (2008)在 NCAR CCM3 加入了冻土过程参数化,研究指出模式改进了对东亚大气环流和中国夏季降水的模拟情况。但这些模式中对冻土过程未能予以细致考虑,所以冻土过程在气候模式中的效应还应进一步研究。

东亚夏季风降水和环流的模拟一直是气候研究中的一个重点和难点问题。在东亚季风区,由于其特殊的地理位置和季风降水物理过程的复杂性,大部分模式的模拟效果仍然不是很好。Takata and Kimoto (2000)指出,仅仅改进陆面过程的一个子过程对大气模式的性能改进非常有限,因为制约大气模式模拟效果的因素有众多,诸如积云对流参数化、辐射传输、湍流参数化等。因此,本文在改进了 NCAR 陆面过程模式 CLM 的冻土过程参数化的已有工作基础上(李震坤等, 2011),进一步考察改进的冻土过程对包含 CLM 的大气模式中气候模拟的影响,重点关注东亚区域,讨论改进的冻土过程对东亚气候模拟的影响。

2 模式和试验方案介绍

2.1 模式简介

本文采用的模式为美国大气研究中心(NCAR)的大气环流模式的最新版本 CAM3.1。CAM 模式是 NCAR 发展的第六代大气环流模式,在 CAM 模式之前是 CCM 系列。与前几代大气模式相比, CAM 做了很多的改进,模式性能有了很

大的提高 (Collins et al., 2006), 很多学者利用 CAM 进行了大量的数值模拟工作 (Liu et al., 2007; Higgins and Cassano, 2009)。它有三种可选的动力核心: 欧拉谱核心、有限体积核心和半拉格朗日核心, 其中欧拉谱模式包括 T85、T63、T42、T31 等分辨率。垂直方向上采用 $\sigma-p$ 混合坐标系, 近地面层采用 σ 坐标, 中间采用 $\sigma-p$ 过渡坐标, 上层为纯 p 坐标, 共分为 26 层。

大气环流模式 CAM3.1 已经和一个较成熟的陆面模式 CLM3.0 (Community Land model) 进行了耦合。陆面分量模式 CLM3.0 综合了 BATS、IAP94、LSM 等陆面模式的优点, 改进了一些物理过程的参数化, 是目前世界上发展最为完善而且也是最具发展潜力的陆面过程模式之一 (Dickinson et al., 2006)。CLM3.0 详细地考虑了地—气系统中的积雪、土壤水热传输、植被同大气的物质能量交换及湍流边界层中的各种生物地球物理过程。垂直方向包括土壤 (10 层)、积雪 (最多 5 层)、植被和边界层, 组成一个完整的土壤—积雪—植被—大气相互作用的系统。

2.2 CLM3.0 中的冻土过程参数化方案

在陆面模式 CLM3.0 中, 土壤分为 10 个不均匀的土壤层, 厚度从 0.71 cm 到 2.86 m 不等, 在这些层次控制热量传输的能量平衡方程为:

$$c(\theta_{liq}, \theta_{ice}) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda(\theta_{liq}, \theta_{ice}) \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_{ice} L_f \frac{\partial \theta_{ice}}{\partial t}, \quad (1)$$

其中, T 是土壤温度, θ_{liq} 与 θ_{ice} 分别是体积含水量和含冰量, c 和 λ 分别是土壤的比定容热容和热导率, 方程右侧第二项为相变项, ρ_{ice} 是冰的密度, L_f 为融化潜热。

在求解方程 (1) 时, 某一时步计算前的温度记为 T^N , 首先不考虑右端的相变项, 预估计算该时步末的土壤温度 T^{N+1} , 然后判断是否有冻结或融化发生, 如果 $\theta_{liq} > 0$ 且 $T^{N+1} < T_{frz}$, 即发生冻结; 如果 $\theta_{ice} > 0$ 且 $T^{N+1} > T_{frz}$, 即发生融化。 T_{frz} 为冰点温度, CLM3.0 中设为 273.16 K, 也即 0°C 。只有当液态水全部冻结或冰全部融化后, 土壤温度才会继续降低或升高, 否则土壤温度保持为冰点温度。

2.3 冻土参数化方案的改进

尽管 CLM3.0 模式是目前相对较先进和完善

的陆面模式, 但其对土壤冻结过程处理有明显不足。实际上, 观测事实表明, 土壤温度低于 0°C 仍然有未冻水的存在, 也就是说土壤水并不像自由水那样在冰点 (0°C) 结冰 (徐学祖等, 2001)。同时, 按照 CLM3.0 的处理方式, 土壤中冰水共存的温度必定是 0°C , 温度小于 0°C 时土壤液态水已完全冻结, 没有液态水的流动, 水导率为零, 这也是不合实际的, 因此需要对冻土过程进行改进。由于我们已经对此问题进行了研究, 以下简要回顾该参数化的改进方案 (李震坤等, 2011)。

当土壤中冰存在时, 土壤水势和温度之间存在着严格的平衡态热力学关系, 即冰点水势方程:

$$\psi = 10^3 \frac{L_f(T - T_{frz})}{gT}, \quad (2)$$

其中, g 为重力加速度。另外, 对于冻土, 在土壤基质势与液态水含量的关系加入了冰的影响, 采用推广的 Clapp-Hornberger 公式 (Clapp and Hornberger, 1978; Koren et al., 1999):

$$\psi = \psi_{sat} \left(\frac{\theta_{liq}}{\theta_{sat}} \right)^{-b} (1 + c_k \theta_{ice})^2, \quad (3)$$

其中, ψ_{sat} 和 θ_{sat} 分别为饱和土壤基质势和饱和含水量, b 为 Clapp-Hornberger 常数, 参数 c_k 考虑冰的形成使得土壤的表面积增加的影响, 取平均值 8。

将方程 (2) 代入到 (3) 式, 消去 ψ ,

$$\theta_{crit} = \theta_{sat} \left[\frac{10^3 L_f (T - T_{frz})}{gT \psi_{sat}} (1 + c_k \theta_{ice})^{-2} \right]^{-1/b}, \quad (4)$$

θ_{crit} 表示在小于 0°C 的某一温度下, 土壤所能保持的最大液态水含量。只有当未冻水含量超过 T^{N+1} 下最大液态水含量时, 超过的部分才会结冰。因此, 我们把原模式的冻结条件改为 $\theta_{liq} > \theta_{crit}$, 且 $T^{N+1} < T_{frz}$, 冻结时含冰量的实际变化量不超过该时步计算前的液态水含量与 T^{N+1} 下的最大液态水含量之差。融化条件保持不变。

另外, 参考 Jame and Norum (1980) 的工作, 水导率 k 的计算考虑冰的影响

$$k = 10^{-E_k \theta_{ice}} k_{sat} \left(\frac{\theta_{liq}}{\theta_{sat}} \right)^{2b+3}, \quad (5)$$

式中, E_k 为冰对水流动的阻挡系数, k_{sat} 为饱和水导率。 E_k 通过基于饱和水导率 k_{sat} 的经验公式来估计:

$$E_k = \frac{5}{4} (k_{sat} - 3)^2 + 6.$$

Guymon et al. (1993) 发现, 该经验公式可以产生较好的试验效果。故改进后模式的水导率采用上述方案。

对青藏高原改则站的单点离线试验的结果表明, 除表层外, 原 CLM3.0 模拟的冬季的土壤液态水均为零, 土壤温度也比观测值偏高。改进冻土过程后对土壤液态水的模拟明显改善, 土壤温度与观测也更为吻合, 对地表能量通量的分配也有较大影响 (李震坤等, 2011)。

需要指出的是, 在最新的 CLM3.5 版本模式中, 对冻土过程也有类似的处理, 但 CLM3.5 中土壤基质势与液态水含量的关系没有考虑含冰量的影响, 也即式 (3) 中 c_k 取为零, 同时水导率 k 也未考虑冰的影响。此外, 以往的研究也极少单独对比冻土过程的改进前后对气候尤其是东亚气候模拟的影响 (Wang et al., 2008)。

3 试验方案

为了考察改进的冻土过程对东亚气候模拟的影响, 我们将改进冻土参数化前后的 CLM3.0 分别与 CAM3.1 进行了耦合试验。为了下文叙述的方便, 采用原始的 CLM3.0 作为陆面子模式的试验称之为 CAM 试验, 而将改进了冻土参数化的 CLM3.0 作为陆面子模式的试验称之为 NCAM 试验。除了上述的冻土过程不同以外, 两个试验的其他物理过程、初始条件和边界条件完全一致。

本文中 CAM3.1 采用默认水平分辨率为 T42 的欧拉谱模式, 网格距相当于 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ 。模式的初始条件取自随同模式代码一起发布的经过多年积分之后, 已达平衡状态时的 9 月 1 日的初始场。另外, 为了排除海温的影响, 采用气候学月平均海温资料作为海洋下边界条件。两个试验均仅进行了 20 年积分, 考虑到模式的适应和调整期, 分别取积分的最后 5 年月平均模拟结果分析。

4 模拟结果分析

4.1 模拟的冻土分布

模式能否正确地反映冻土的分布是讨论冻土过程的气候效应的前提。地球上主要分布着两种冻土: 一种称作多年冻土, 两年以上处于冻结状态, 只有表层几米的土层处于夏融冬冻的状态; 另一种称作季节性冻土, 只在地表几米范围内冬季冻结,

夏季消融。此外, 还有一类冻土是瞬时冻土, 冻结时间短于一个月 (徐学祖等, 2001)。冻土的定义是一个定性的描述, 而模式中输出的是月平均的十层土壤含冰量, 为了得到冻土的分布, 必须给出定量的标准。为此, 我们首先将月平均的十层土壤含冰量处理成整层土壤含冰量, 对 5 年各个月份求平均, 得到 12 个月的多年平均资料。参考 Takata and Kimoto (2000) 对模式中多年冻土和季节性冻土的定义方法, 对于每个网格点, 如果每个月份的土壤含冰量均大于 0, 则视之为多年冻土; 如果有某一月份或多个月份的土壤含冰量大于 1% (设定 1% 是为了与瞬时冻土区别), 则视之为季节性冻土。这样我们得到 CAM 试验模拟的两种冻土的分布情况 (图 1)。

由图 1a 可见, 永冻土主要分布在 60°N 以北的高纬度寒冷地带, 包括俄罗斯的东北部、阿拉斯加、加拿大的北部、格陵兰岛、贝加尔湖以东延伸到我国东北, 低纬的青藏高原上也有大片的冻土区, 这与 Anisimov and Nelson (1996) 用气温、降水等结合经验关系得到的“冻结指数”以及 Zhang et al. (2008) 计算的永冻土分布类似。季节性冻土主要分布在 $30^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ 之间的欧亚大陆和北美大陆上 (图 1b), 我国北方大部分地区都有季节性冻结现象的发生, 这同样与徐学祖等 (2001) 的结论基本吻合。NCAM 试验模拟的多年冻土分布 (图 1c) 范围比 CAM 试验结果有明显的增大, 对比 Anisimov and Nelson (1996) 以及 Zhang et al. (2008) 的研究结果, 可以发现 NCAM 试验模拟的多年冻土分布与之更为一致; 季节性冻土的分布 (图 1d) 与多年冻土情况相反, 分布范围较 CAM 试验结果有较大的缩减, 尤其是在欧洲南部和美国中西部。从两个试验的差异图上 (图 1e、f) 可以清楚地看到, 多年冻土 (季节性冻土) 分布的差异分别位于图 1a (图 1b) 上多年冻土 (季节性冻土) 的南部边缘地区, 但两种冻土对改进的冻土过程的响应却明显不同。在合理考虑土壤冻融过程以后, 土壤中的水分冻结条件更为严格, 但多年冻土的范围却有所增大, 说明冻土过程改进后对多年冻土分布的影响是间接的; 季节性冻土的分布的变化与改进的参数化方案比较吻合, 说明改进后对季节性冻土分布的影响是直接的。以上分析说明改进冻土参数化后 CAM3.1 模式能够更准确地刻画出两类冻

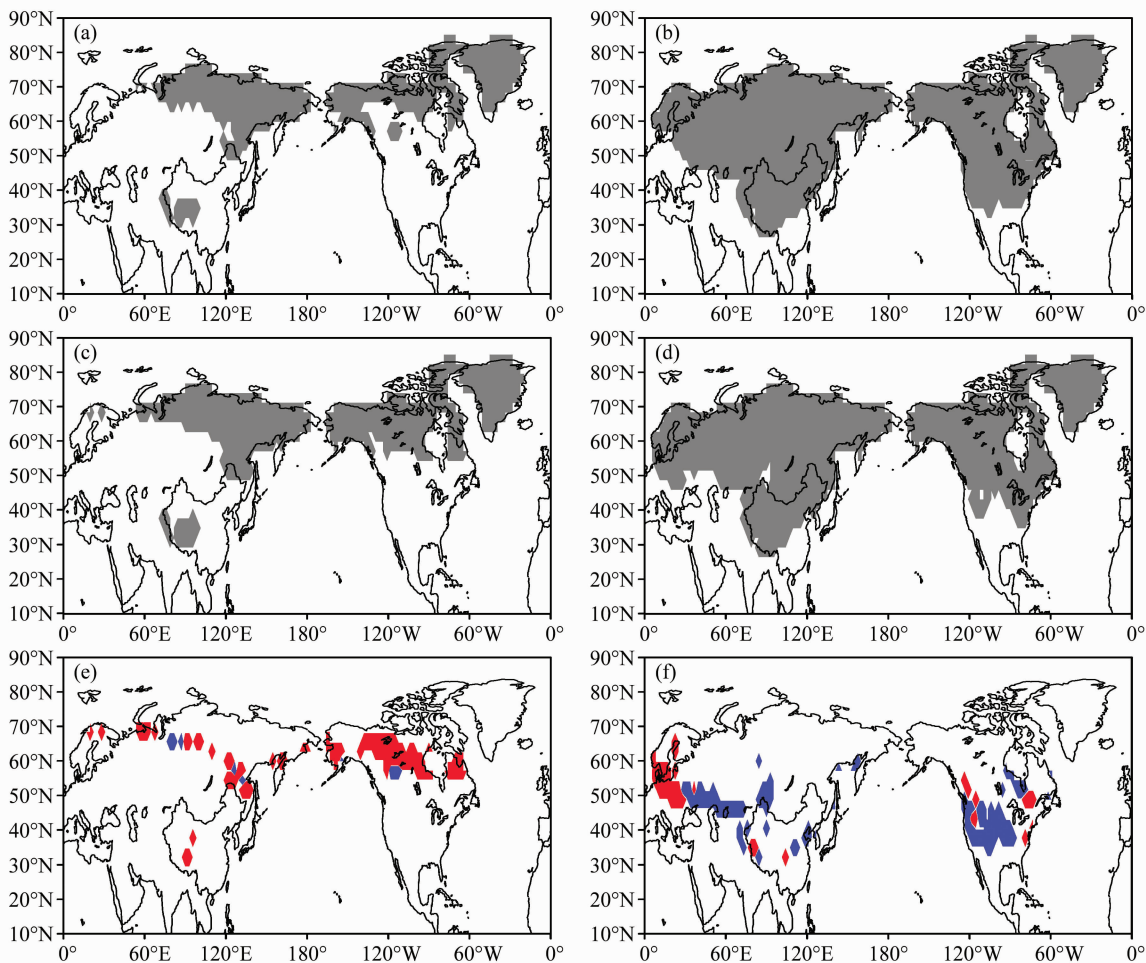


图 1 模拟的 (a、c) 多年冻土和 (b、d) 季节性冻土的分布及其 (e、f) 差异: (a、b) CAM 试验; (c、d) NCAM 试验; 两个试验 (e) 多年冻土和 (f) 季节性冻土分布的差异 (蓝色代表 CAM 试验中是冻土而 NCAM 试验中不是冻土的区域, 红色则相反)

Fig. 1 Distributions of (a, c) permafrost and (b, d) seasonally frozen ground simulated in expts (a, b) CAM and (c, d) NCAM, and the differences of (e) permafrost and (f) seasonally frozen ground between the two expts. In (e) and (f), the blue areas represent where they are frozen ground in CAM expt but not frozen ground in NCAM expt, and the red areas just the opposite

土的大致分布, 这为我们下一步的研究提供了基础。

4.2 地表气温

土壤冻融状态的变化可以改变地表与大气间的感热、潜热、动量交换和长波辐射, 从而对区域气候产生显著影响。图 2 给出了 NCAM 与 CAM 试验的冬、夏季地表气温差异的空间分布, 阴影区代表通过显著性水平为 0.05 的统计检验的区域。从图 2 中可见, 欧亚大陆大部分地区地表气温为负距平, 显著的负值区域位于我国中东部到朝鲜半岛一带, 负值中心达到 -2°C 以下 (图 2a)。地表气温的分布与土壤温度的分布 (图略) 基本一致。说明改进的冻土过程参数化耦合到大气模式后, 冬季 NCAM 试验中土壤温度偏低, 其上的大气温度也

因此低于 CAM 试验结果。经过大气环流模式的调整后, 俄罗斯东北部的冻土区地表气温出现了一定程度的升高。

到了夏季, 在陆气相互作用影响下, 从西伯利亚平原向东南方向一直延伸到我国东北地区, 气温出现大片的负距平区域, 显著的负值区包括贝加尔湖地区 and 我国东北 (图 2b), 中心值分别可以达到 -2°C 和 -1°C 以下。东亚大陆的其它地区气温都是正距平, 这与土壤温度的分布形势也接近一致 (图略)。

联系图 1e、f 比较可以看出, 冬季气温的差异与季节性冻土分布的差异的关系更密切, 显著性负距平区 (图 2a) 与东亚区域的季节性冻土的差异 (图 1f) 比较一致, 夏季气温的显著性负值区更偏

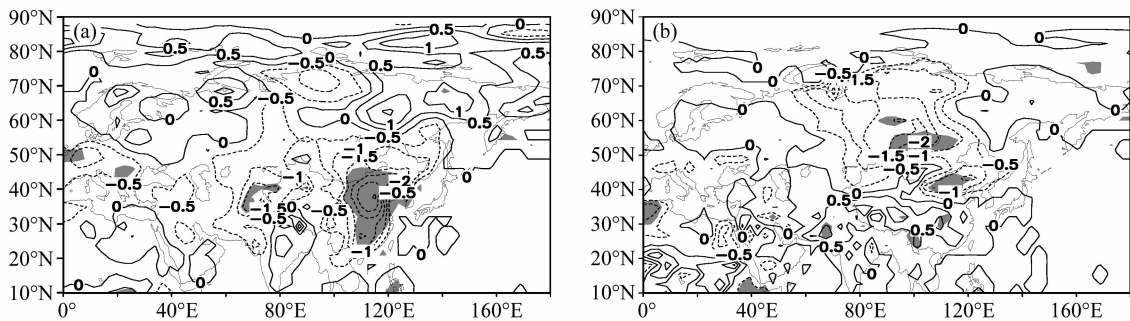


图2 NCAM与CAM试验的(a)冬季、(b)夏季地表气温(单位: $^{\circ}\text{C}$)的差异。阴影: 超过0.05的显著性水平的区域(下同)

Fig. 2 The differences of surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) between NCAM and CAM experiments in (a) winter (DJF) and (b) summer (JJA). Shaded areas are statistically significant at the 0.05 level (similarly hereinafter)

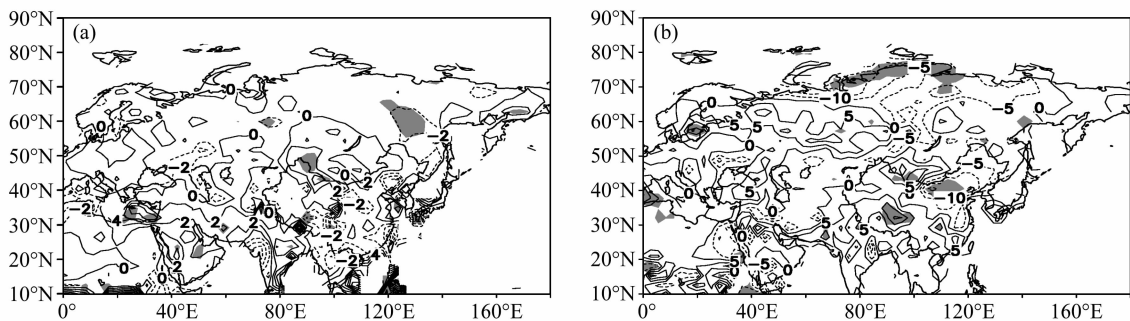


图3 同图2, 但为地表感热通量(单位: W/m^2)的差异

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for surface sensible heat flux (W/m^2)

北(图2b),可能与多年冻土分布的差异(图1e)更相关。这可能是由于改进后的冻土参数化方案主要是对土壤冻结条件进行了改进,因此对冬季季节性冻土的形成和分布影响较大,而多年冻土本身是相对较厚的常年冻结区,其受影响较小,故气温的差异与季节性冻土更密切;夏季季节性冻土全部融化,而多年冻土仅表层融化,因此气温的差异更多体现在多年冻土的差异上。同时值得强调的是,东亚的地表气温变化比较显著,冬、夏两季都有通过显著性检验的区域,说明东亚气候对冻融过程参数化非常敏感。

4.3 感热通量

表面感热交换是地表与大气能量交换最直接的方式。如果地面热、大气冷,地面将向大气输送热量,反之,大气向地面输送热量。我们首先来分析冻土过程参数化改进对地表感热通量的影响。图3给出了NCAM与CAM试验的冬季(DJF)和夏季(JJA)地表感热通量差异的空间分布,由图3a可以看出,冬季欧亚大陆高纬度地区大范围地表感热通量偏低,除中纬度的贝加尔湖和蒙古一带有小范

围的地表感热通量正值区以外,东亚地区的地表感热通量同样为负值。在模式中正值的感热通量表示地表加热大气,负值的感热通量表示大气加热地表。因此,图3a表示大陆上大部分地区大气对陆地的加热增强,这与图2a中地表气温的分布形势相对应。

由2.3小节冻土过程参数化的改进方案和单点离线试验的结果(李震坤等,2011)可知,冻土参数化改进前,土壤中的水分在温度低于 0°C 时必然全部冻结为冰,改进参数化方案后,在土壤温度低于 0°C 时,土壤中的液态水并不会完全冻结,只有超过该温度下的最大液态水含量的部分才会冻结。换言之,相比起原冻土参数化方案,新的方案中土壤水分结冰的条件更为苛刻,必然导致模拟的土壤含水量增加,含冰量减少。由于相对较少的液态水冻结,冻结释放的潜热相应减少,从而土壤温度下降更为明显,因此大陆上大部分地区大气对陆地的加热增强(图3a)。同时可以看到,并非所有的地区都是一致性的大气向地表输送热量,如贝加尔湖附近为地表感热通量为正值,这从一个方面说明了

陆气相互作用的复杂性。

在夏季的地表感热通量差异图上(图 3b), 可以看到, 除高纬的中西伯利亚和我国东北有负值的感热通量外, 总体而言, 大陆上大部分地区感热通量偏大, 而夏季通常是陆地加热大气, 表明陆地向大气的热量输送增强。这可能是由于 NCAM 试验中冬季土壤含冰量较低, 因此夏季能够发生融化的冰量较少, 从而融化相变需要吸收较少的热量, 更多的热量用来加热土壤, 土壤温度上升更快, 地表加热大气的作用加强。另外还可以看到, 青藏高原上有显著的正值中心, 也即意味着高原对大气的加热显著增强。夏季青藏高原起着强大的热源作用, 很多研究指出, 青藏高原的非绝热加热与东亚夏季风有密切的关系(Zhao and Chen, 2001)。因此改进冻土过程参数化后, 将对东亚季风环流的模拟造成很大影响。

4.4 高低空环流场

图 4a 给出了 NCAM 与 CAM 试验的冬季 500 hPa 位势高度场的差异。从图 4a 中可以看到, 位势高度差异的分布呈带状, 东北亚地区有大片的正距平, 而我国大陆基本上为负距平, 东亚大槽在气候平均位置是减弱的, 而在中国区域位势高度为负距平, 说明模拟的东亚大槽位置偏西。冬季的海平面气压的差异场显示(图 4b), 冰岛低压加强, 欧亚大陆上的西伯利亚高压处于正距平区, 表明冷高压加强, 同时阿留申低压减弱, 这三个大气活动中心的强度都发生了明显的变化, 表明改进冻土过程参数化后对北半球及东亚冬季的大气环流有重要影响。

NCAM 与 CAM 试验的夏季 100 hPa 位势高度场的差异由图 5a 给出。由图 5a 可知, 高度场呈带状异常分布, 贝加尔湖和巴尔喀什湖之间位势高度

显著降低, 南亚高压的强度增加, 范围向东扩张, 我国东部的位势高度也有明显的增大。500 hPa 的环流形势与 100 hPa 类似, 贝加尔湖地区仍然有显著的闭合负中心, 南亚地区位势高度偏强, 西太平洋副热带高压增强西伸和偏北(图 5b)。陶诗言和朱福康(1964)很早就得到了南亚高压和西太平洋副热带高压“相向而行”和“相背而去”的结论。这里得到南亚高压主体东端扩展的范围与西太平洋副高同样存在这种“相向而行”的关系。南亚高压和副高的这种进退的紧密联系, 是与长波调整和垂直环流相联系的。这样的环流形势有利于冷暖空气在我国北方交汇, 对我国夏季降水产生积极的贡献。

在 850 hPa 的风场差异图(图 5c)上, 西北太平洋到我国中东部有一个异常的反气旋性环流, 表明低层副高增强且位置偏西, 在强大的西北太平洋副热带高压的西北侧, 西南季风异常增强, 我国东部处于异常西南气流区。850 hPa 风场的异常与副热带高压的增强西伸对应, 也反映了副热带季风的增强。地表气压的差异场也显示, 由于地表增温, 东亚大陆上热低压加强, 而西太平洋上气压增加, 这样形成由海洋指向内陆的气压梯度力增强的趋势, 加强了由海洋吹向陆地的夏季风强度(图 5c)。上述分析同样也说明冻土过程能够显著影响东亚夏季的高低空环流。

4.5 降水场

夏季的降水是人们最为关心的气象要素之一。图 6 给出了 NCAM 与 CAM 试验的夏季降水的差异, 从图中可以看到, 我国 100°E 以东大部分范围内降水为正值, 华北到东北一带降水明显偏多, 其中华北有大片通过显著性水平为 0.05 的统计检验的区域, 江淮流域增加最为明显, 闭合中心达到

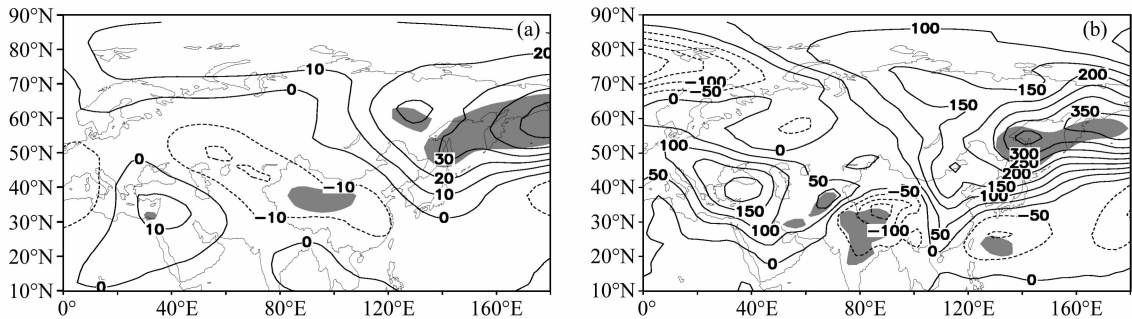


图 4 NCAM 与 CAM 试验的冬季 (a) 500 hPa 位势高度(单位: gpm)和 (b) 海平面气压(单位: Pa) 的差异
Fig. 4 Same as Fig. 2, but for the differences of (a) 500-hPa height (gpm) and (b) sea level pressure (Pa) in DJF

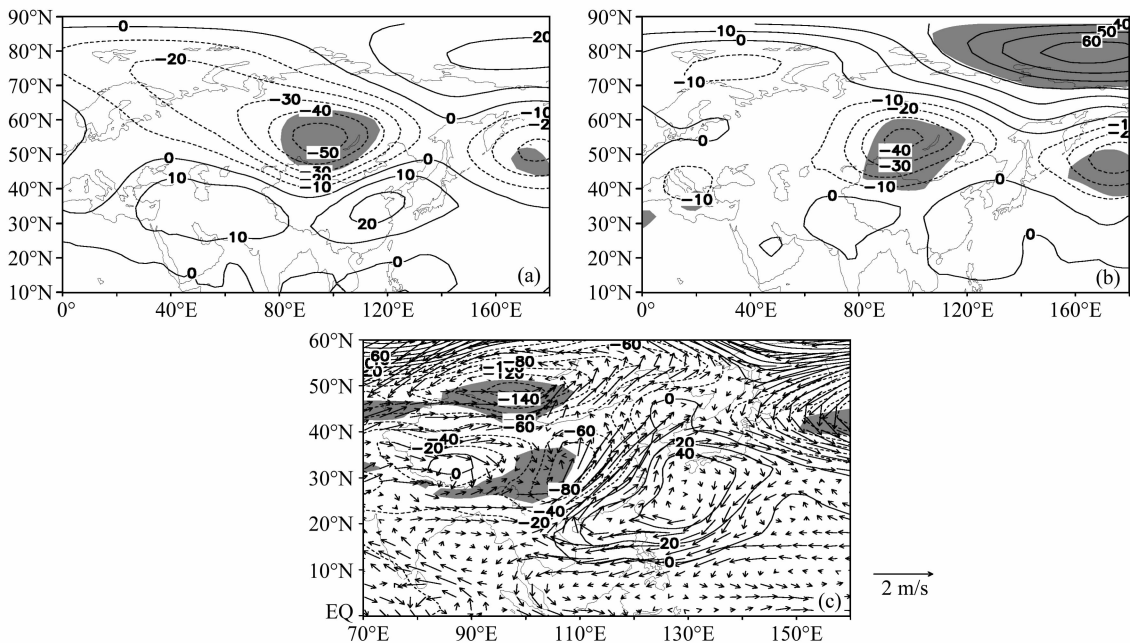


图5 NCAM与CAM试验的夏季(a)100 hPa和(b)500 hPa位势高度(单位:gpm)以及(c)850 hPa风场和地表气压(单位:Pa)的差异
Fig. 5 Same as Fig. 2, but for the differences of (a) 100-hPa height (gpm), (b) 500-hPa height (gpm), and (c) 850-hPa wind and surface pressure (Pa) in JJA

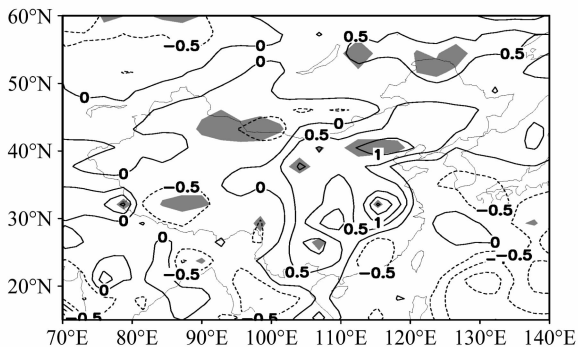


图6 NCAM与CAM试验的夏季降水(单位:mm/d)的差异
Fig. 6 Same as Fig. 2, but for the differences of JJA precipitation (mm/d)

1.5 mm/d 以上, 云南、贵州地区降水也有增加趋势。此外, 新疆东部和青藏高原西部降水明显偏少, 广东、福建一带也略有减少。总体来说, 华北和长江中下游降水偏多, 华南降水偏少。

东亚夏季降水与夏季风环流密切相关。夏季风的活动及副热带高压的强度和位置是影响东亚夏季降水时空分布的重要系统。前面已指出, 改进冻土过程参数化后, 模拟的副热带高压增强西伸和偏北, 西南季风异常增强, 携带大量海洋上的暖湿气流沿副热带高压的西北侧到达我国北方, 造成该地

区的降水偏多。夏季降水的异常分布和季风环流的变化有很好的一致性。

为了进一步分析引起降水异常的环流异常, 我们给出了NCAM与CAM试验夏季110°E~120°E纬向平均的气温、位势高度和垂直速度差值场的垂直分布(图7)。由图7a可见, 30°N~40°N之间, 200 hPa以下整层大气的温度明显升高, 并且垂直上升运动增强(图7b), 这可能导致大气不稳定性增加, 有利于该区域的降水增多, 降水释放凝结潜热, 因此增暖大值区位于对流层中部300 hPa附近; 而在30°N以南, 大气温度变化不明显, 垂直运动以下沉为主(图7b), 有利于该地区的降水减少, 这与图6有很好的一致性。

另外, 从图7c可以发现, 30°N~40°N之间增强的上升运动在低层辐合, 高层辐散, 导致500 hPa以上高度场正的距平, 对应图5b上副热带高压增强; 50°N左右增强的下沉气流对对流层中高层的高度场有负的贡献, 这与图5a、b上贝加尔湖地区位势高度的显著降低具有一致性。以上分析也表明改进冻土过程能够影响地表的气温和垂直运动, 进而影响高低空环流形势, 从而使区域降水发生变化。

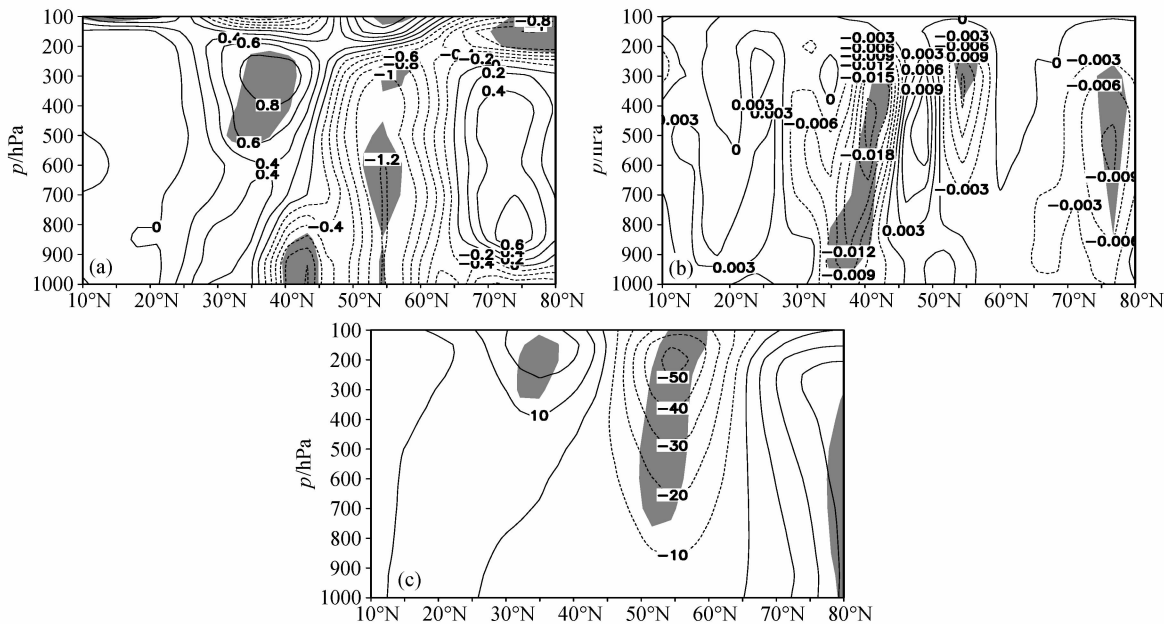


图 7 NCAM 与 CAM 试验的夏季 110°E~120°E 纬向平均的气温 (a, 单位: °C)、垂直速度 (b, 单位: Pa/s) 和位势高度 (c, 单位: gpm) 的纬度—高度剖面差异

Fig. 7 Latitude-height cross sections of the differences of (a) air temperature (°C), (b) vertical velocity (Pa/s), and (c) geopotential height (gpm) averaged over 110°E-120°E in JJA between NCAM and CAM experiments

5 结论与讨论

本文在改进大气环流模式 NCAR CAM3.1 包含的陆面过程子模式 CLM3.0 中冻土过程参数化方案的基础上,考察了改进的冻土过程对东亚气候模拟的影响,主要结论如下:

改进冻土过程参数化后,CAM3.1 模式能更好地刻画北半球多年冻土和季节性冻土的分布状况,表明用改进后的 CAM3.1 模式探讨冻土过程的气候效应是合适的。相比起原方案,改进冻土过程参数化后,冬季欧亚大陆上大部分地区大气对地表的加热偏强,而夏季地表对大气的加热偏强,尤其是青藏高原对大气的加热作用显著增强。

东亚气候对冻土过程参数化方案非常敏感,冬、夏两季地表气温都有显著的变化。在合理考虑冻土过程后,模拟的冬季东亚大槽位置偏西,西伯利亚高压增强;东亚夏季风活动增强,副热带高压增强西伸和偏北,造成华北和长江中下游降水偏多,华南降水偏少。

王澄海等 (2003) 利用实测冻土深度资料研究指出,青藏高原的冻融过程对东亚大气环流有显著的影响。Wang et al. (2008) 也指出加入冻土过程

参数化的 CCM3 模式能更好地模拟东亚的气候和中国夏季降水。本文的数值模拟结果也再次验证了冻土过程对东亚气候重要影响,并且,我们可以简单地推断出冻土影响东亚气候可能的物理机制:改进陆面模式中土壤冻融过程后,模式能更好地描述冻土的分布特征,同时使得土壤温度和地气之间的感热、潜热通量发生改变,从而导致高低空环流变化,降水、温度等气候要素也随之发生相应的变化。当然,冻土与气候的相互关系是一个相当复杂的科学问题,兼之冻土的观测十分困难,全球范围内缺乏连续的长时间序列的观测资料,这些都给研究冻土与气候的关系带来了困难。以上推断还只是初步的结论,需要更多观测研究方面的佐证。

本文的研究表明冻土过程参数化的改进对东亚气候模式的模拟有重要的影响,陆面过程的改进是改进东亚地区气候模拟效果的途径之一,因此进一步改进气候模式中的冻土过程参数化和研究冻土过程的气候效应是非常必要的。另外,本文只比较了冻土过程参数化方案改进前后 CAM3.1 模拟结果的差异,以此来证明改进冻土过程参数化方案对气候模拟的必要性和重要性,但还没有利用气候资料与 CAM3.1 模拟结果对比来说明对 CAM3.1 结果

是否改进。事实上,要评估好冻土过程参数化方案改进对 CAM3.1 模拟结果的改进效果,还需进一步考虑冻土过程影响气候的观测分析结果,这是我们未来的工作重点之一。

参考文献 (References)

- Anisimov O A, Nelson F E. 1996. Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change [J]. *Global Planet. Change*, 14: 59–72.
- Charney J, Quirk W J, Chow S H, et al. 1977. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34: 1366–1385.
- 陈海山, 孙照渤, 朱伟军. 2003. 欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响 II. 数值模拟 [J]. *大气科学*, 27 (5): 847–860.
- Chen Haishan, Sun Zhaobo, Zhu Weijun. 2003. The effects of Eurasian snow cover anomaly on winter atmospheric general circulation. Part II. Model simulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27 (5): 847–860.
- Cherkauer K A, Lettenmaier D P. 1999. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D16): 19599–19610, doi: 10.1029/1999JD900337.
- Clapp R B, Hornberger G M. 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties [J]. *Water Resour. Res.*, 14 (4): 601–604, doi: 10.1029/WR014i004p00601.
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2006. The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model Version 3 (CAM3) [J]. *J. Climate*, 19: 2144–2161.
- Cox P M, Betts R A, Bunton C B, et al. 1999. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity [J]. *Climate Dyn.*, 15: 183–203.
- Dickinson R E, Oleson K W, Bonan G, et al. 2006. The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model [J]. *J. Climate*, 19: 2302–2324.
- Guymon G L, Berg R L, Hromadka T V. 1993. Mathematical model of frost heave and thaw settlement in pavements [R]. CRREL Rep. 93–2, 126 pp.
- Higgins M E, Cassano J J. 2009. Impacts of reduced sea ice on winter Arctic atmospheric circulation, precipitation, and temperature [J]. *J. Geophys. Res.*, 114, D16107, doi: 10.1029/2009JD011884.
- 胡和平, 叶柏生, 周余华, 等. 2006. 考虑冻土的陆面过程模型及其在青藏高原 GAME/Tibet 试验中的应用 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 36 (8): 755–766.
- Hu Heping, Ye Baisheng, Zhou Yuhua, et al. 2006. A land surface model incorporated with soil freeze/thaw and its application in GAME/Tibet [J]. *Science in China (Ser. D) (in Chinese)*, 36 (8): 755–766.
- Jame Y W, Norum D I. 1980. Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium [J]. *Water Resour. Res.*, 16 (4): 811–819.
- Koren V, Schaake J, Mitchell K, et al. 1999. A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D16): 19569–19585.
- 李倩, 孙菽芬. 2006. 冻土模式的改进和发展 [J]. *地球科学进展*, 21 (12): 1339–1349.
- Li Qian, Sun Shufen. 2006. Development of frozen soil model [J]. *Advance in Earth Science (in Chinese)*, 21 (12): 1339–1349.
- 李倩, 孙菽芬. 2007. 通用的土壤水热传输耦合模型的发展和改进研究 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 37 (11): 1522–1535.
- Li Qian, Sun Shufen. 2007. Development of the universal and simplified soil model coupling heat and water transport [J]. *Science in China (Ser. D) (in Chinese)*, 37 (11): 1522–1535.
- 李新, 程国栋. 2002. 冻土—气候关系模型评述 [J]. *冰川冻土*, 24 (3): 315–321.
- Li Xin, Cheng Guodong. 2002. Review on the interaction models between climatic system and frozen soil [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 24 (3): 315–321.
- 李震坤, 武炳义, 朱伟军, 等. 2011. CLM3.0 模式中冻土过程参数化的改进及模拟试验 [J]. *气候与环境研究*, 16 (2): 137–148.
- Li Zhenkun, Wu Bingyi, Zhu Weijun, et al. 2011. Improvement and validation of the frozen soil parameterization scheme used in NCAR CLM3.0 Model [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 16 (2): 137–148.
- Liu X, Penner J E, Ghan S J, et al. 2007. Inclusion of ice microphysics in the NCAR Community Atmospheric Model version 3 (CAM3) [J]. *J. Climate*, 20: 4526–4547.
- Shukla J, Mintz Y. 1982. Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate [J]. *Science*, 215: 1498–1501.
- Slater A G, Pitman A J, Desborough C E. 1998. Simulation of freeze–thaw cycles in a general circulation models land surface scheme [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 11303–11312.
- Takata K, Kimoto M. 2000. A numerical study on the impact of soil freezing on the continental-scale seasonal cycle [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 78: 199–221.
- 陶诗言, 朱福康. 1964. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系 [J]. *气象学报*, 34 (4): 385–396.
- Tao Shiyang, Zhu Fukang. 1964. The 100-mb flow patterns in southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the West-Pacific subtropical anticyclone over the Far East [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 34 (4): 385–396.
- Viterbo P, Beljaars A, Mahfouf J F, et al. 1999. The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125 (599): 2401–2426.
- 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 2002. 陆面模式中土壤冻融过程参数化研究进展 [J]. *地球科学进展*, 17 (1): 44–52.
- Wang Cheng-

- hai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. 2002. The development of study on the soil freezing - thaw process in land surface model [J]. *Advance in Earth Science (in Chinese)*, 17 (1): 44 - 52.
- 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 2003. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究 [J]. *地球物理学报*, 46 (3): 309 - 316.
- Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. 2003. Study on relationship between the frozen - thaw process in Qinghai - Xizang Plateau and circulation in East Asia [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 46 (3): 309 - 316.
- Wang C H, Cheng G D, Deng A J, et al. 2008. Numerical simulation on climate effects of freezing - thawing processes using CCM3 [J]. *Sciences in Cold and Arid Regions, Initial Issue*: 69 - 79.
- 王万秋. 1991. 土壤温湿异常对短期气候影响的数值模拟试验 [J]. *大气科学*, 15 (5): 115 - 123. Wang Wanqiu. 1991. Numerical experiments of the soil temperature and moisture anomalies' effects on the short term climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 15 (5): 115 - 123.
- 徐学祖, 王家澄, 张立新. 2001. 冻土物理学 [M]. 北京: 科学出版社. Xu Xuezu, Wang Jiacheng, Zhang Lixin. 2001. *Frozen Soil Physics (in Chinese) [M]*. Beijing: Science Press.
- Zhang T, Barry R G, Knowles K, et al. 2008. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere [J]. *Polar Geography*, 31 (1): 47 - 68.
- Zhang X, Sun S F, Xue Y K. 2007. Development and testing of a frozen soil parameterization for cold region studies [J]. *J. Hydrometeor.*, 8 (4): 690 - 701.
- Zhang Y, Lü S H. 2002. Development and validation of a simple frozen soil parameterization scheme used for climate model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19 (3): 513 - 527.
- 张宇, 宋敏红, 吕世华, 等. 2003. 冻土过程参数化方案与中尺度大气模式的耦合 [J]. *冰川冻土*, 25 (5): 541 - 546. Zhang Yu, Song Minhong, Lü Shihua, et al. 2003. Frozen soil parameterization scheme coupled with mesoscale model [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 25 (5): 541 - 546.
- 张宇, 吕世华, 孙菽芬. 2004. 冻土过程在 CCM3 模式中的气候效应 [J]. *高原气象*, 23 (2): 192 - 199. Zhang Yu, Lü Shihua, Sun Shufen. 2004. Climatic effects of frozen soil process in CCM3 [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 23 (2): 192 - 199.
- Zhao P, Chen L X. 2001. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai - Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18: 106 - 116.