

东亚小冰期气候形成中太阳辐射 和火山灰作用的敏感性试验*

刘 健¹ 陈 星^{2,1} 于 革¹ 王苏民¹

(1. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008 2. 南京大学大气科学系, 南京 210093)

提 要 利用最新的太阳辐射变化资料和火山灰记录通过气候模式的模拟试验来探讨小冰期气候的形成因子,并揭示其动力学机制。模拟结果较好地反映了在太阳辐射和火山灰作用下典型小冰期东亚地区的温度和降水变化。主要结论是:在小冰期典型强迫条件下,欧亚大陆年平均温度普遍降低,且具有明显的区域差异,高纬度降温幅度大于低纬度,冬季降温幅度大于夏季。我国长江流域以北的广大地区的降温幅度在 0.2 - 0.4℃ 之间。不同季风区对火山灰和太阳辐射变化具有不同的响应。东南季风控制的地区(如我国的华东、华南地区)降水明显减少,年平均减少幅度在 0.5 - 1.5mm/d 之间,西风和西南季风控制的广大地区降水几乎持平或略增,最大年均增幅小于 0.5mm/d。这与历史证据和自然记录资料是一致的。

关键词 小冰期 东亚 太阳辐射 火山灰 模拟

分类号 P532

小冰期(Little Ice Age, LIA)是过去 2ka 气候变化中全球出现普遍寒冷气候的特征时期,该期的年平均温度比现代约低 0.5 - 1℃ 左右^[1]。小冰期寒冷气候的出现,必然有着某种自然强迫因子的作用。迄今国内外研究者从大量的历史证据和自然记录对小冰期气候的时空变化作了详细的分析比较,但对其形成的原因仍在探索之中^[2]。普遍认为,太阳辐射的驱动是导致小冰期的一个主要因子^[3,4],因为如果考虑到太阳强迫的热力响应的滞后作用,小冰期(1550 - 1850 年)与太阳活动最小期 Maunder Minimum 及 Sporer Minimum(1400 - 1715 年)有某种一致性^[5]。此外,火山活动被认为是形成小冰期寒冷气候的另一个重要原因,如果在某一时段出现频繁而且大能量的火山爆发,其叠加效应可导致较长时间的降温。如果太阳活动最小期与火山活动最大期相重合,对气候的降温效应将大大加剧^[6]。研究认为^[7],在 2ka 的时间尺度上,太阳辐射常数的变化幅度不会超过 1%,即在太阳辐射最小期,其值约比现代低 0.4% - 0.6% 左右。而火山灰气溶胶含量变化幅度则较大,最大光学厚度在 0 - 0.4 之间。火山灰中的硫酸盐气溶胶进入平流层后可以滞留 2 年以上,并随环流扩散,若有连续多个火山爆发,就可形成长时间且遍布整个平流层的硫化物,成为太阳辐射的屏障层。硫酸盐气溶胶粒子的尺度与可见光波长相当,有效半径约为 0.5 μ m,其单一散射反射率为 1,因而可强烈散射太阳辐射,从而减少直接辐射,但在红外波段,硫酸盐气溶胶可强烈吸收太阳辐射而使平流层增温^[8,9]。近 2 千年来火山活动已有较详细的记录,但火山喷发物的组成、数量都会导致平流层不同的气候效应^[10]。目前关于火山灰气候效应的最具代表性的记录是来自北极格陵兰的冰芯资料,其中有关硫化

* 中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-314-3)和南京地理与湖泊研究所创新项目(CXNIGLAS-A02-06)联合资助。
收稿日期 2002-02-25,收到修改稿日期 2002-03-18。刘健,女,1966 年生,博士,副研究员。

物的记录提供了过去 2000 年来火山活动及其相对强度、频率的时间演变规律^[9,11]。

从对近千年来的古气候模拟研究来看^[6,14],对于千年尺度气候变化特征、过程及机理均有一些探讨,但针对小冰期时期采用全球气候模式进行模拟试验的工作未见报道;对于火山活动气候效应的模拟研究,又多集中于对个例火山的短期模拟试验。本文试图利用最新太阳辐射变化资料和火山灰记录,通过气候模式的情景敏感性试验来探讨小冰期气候形成的可能因子和敏感性因子,从而揭示气候变化的某些物理过程和动力机制。这对于完善千年尺度气候变化的理论具有重要意义,同时对于未来全球增暖背景上的可能冷波动提供相似型。

1 历史时期太阳活动及火山活动的主要特征

Lean 等^[7]和 Hoyt 等^[15]建立了太阳辐射指数并讨论了其与气候的关系。Crowley 等^[16]使用这些指数分析与温度的关系亦得到了很好的结果,其中包括了小冰期在内的最小太阳辐射期。有关模拟试验和估算表明^[17,18],由于太阳辐射减少,小冰期的温度变化约在 1–1.5℃左右。海气耦合模式的模拟结果表明,若太阳辐射减少 0.3%,则温度降低 0.5℃^[19]。更细致的研究认为,太阳辐射在紫外波段的变化要较其它频率波段的变化大 1–2 个量级,而紫外辐射在平流层的加热可能改变平流层环流并产生地面气候的显著变化。总之,在研究与小冰期相当的约 600 年左右尺度的气候变化时,因太阳辐射变化可达 0.5% 以上,应该考虑太阳辐射的强迫作用。

火山活动与气候变化的关系多年来一直是人们最关心的问题之一,已积累了大量的火山活动的资料和定量指标。比较著名和通用的有 Lamf^[20,21]的火山灰幕指数(Dust Veil Index, DVI)、Newhall 等^[22]的火山爆发指数(Volcanic Explosivity Index, VEI)、Satof^[23]的火山灰光学厚度指数和 Robock 等^[24]的冰芯火山指数(Ice-core Volcanic Index, IVI)。这些火山指数因资料的来源其序列长短不完全相同。除 IVI 外,较完整的指数序列主要是 1400–1990 年。原始 GISP2 的冰芯资料记录了约 113ka 年前的大气中硫化气体的含量^[9]。南极冰芯 VOSTOK 尘埃测量亦提供了火山尘埃体积和火山灰粒子数的两千多年的时间序列^[25],而美国 NOAA NGDC 保存了近 2000 年来全球火山爆发的地点、年代及 VEI 指数(图 1)^[11]。由后者可以看出火山爆发的连续性和同一年份的多发性,同时可以发现 2000 年来的火山记录有较大的变化,距现在越近,对火山的记录越全面,而历史上的火山记录不够完全,因此年 VEI 指数相对要小得多,在应用时必须剔除观测因素的影响。

2 小冰期气候敏感试验方法

根据前述小冰期的基本气候特征、太阳辐射和火山灰对气候影响的假设,使用全球气候模式进行类似小冰期强迫条件的气候敏感性试验,以分析小冰期气候形成的可能控制因子和物理过程。

2.1 模式介绍

本模拟试验采用含有陆面过程的全球大气环流模式 AGCM + SSiB^[26,27]。其中 AGCM 是改进的九层 15 波谱模式,水平分辨率相当于 $7.5^\circ \times 4.5^\circ$ 。SSiB 是简化了的生物圈模式,该模式把陆地下垫面分为 1 层植被层和 3 层土壤层,在植被层中,又将植被类型分为 11 种(包括高大植被、低矮植被和农作物)。通过 SSiB 运算后输出的 3 层土壤温度与湿度、植物冠层温度与水分

存储量、地面温度和地面积雪量等诊断变量,将 SsiB 与 AGCM 相耦合。20 世纪 90 年代以来,中国气候模拟研究人员对它进行了各方面的改进,使模式稳定性能增强,运算速度加快,模拟的温度、降水、气压和风场等与观测资料更加接近^[28]。作者曾运用该模式进行过末次盛冰期、中全新世暖期和现代气候的模拟研究,取得了较好的结果^[29,30]。

本试验考虑的主要敏感性因子是太阳辐射和火山灰中硫酸盐气溶胶对辐射的影响。AGCM 中的辐射过程可以计算平流层中火山灰的尘埃和硫化气溶胶的吸收和散射作用,为突出平流层火山气溶胶的气候效应,本试验未考虑对流层的火山灰作用。

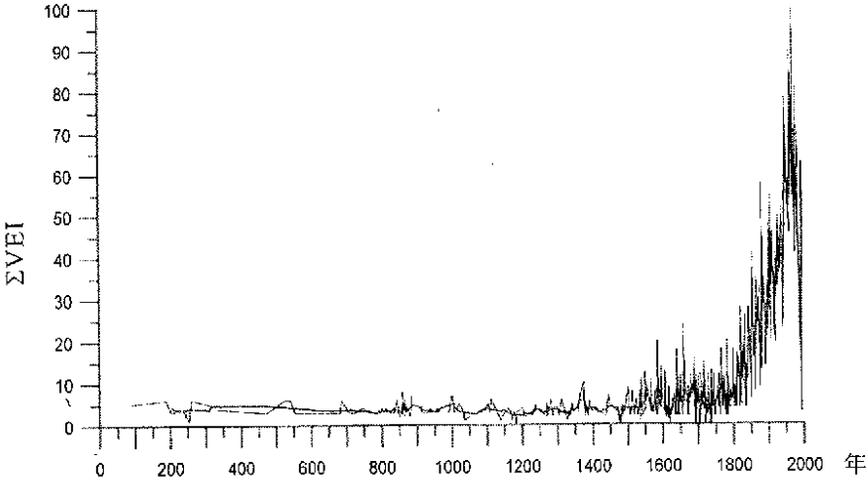


图 1 2000 年来的火山爆发记录及 VEI 指数(以每年的 VEI 累计值表示)^[11]

Fig. 1 Volcanic records and VEI index for the past 2000 years (VEIs of each year added up)^[11]

2.2 平流层火山灰光学厚度的确定

Zielinski^[9]根据 GISP2 的冰芯资料估算了过去 2100 年的平流层光学厚度值。Robock 和 Frey^[11,24]根据南北半球的共 14 个冰芯记录,以标准差为单位给出冰芯火山指数(IVI),该指数是一种以 $0.55\mu\text{m}$ 处的气溶胶光学厚度表示的火山指数,按照 1883 年 Krakatoa 火山爆发的光学厚度为 0.125,可推算出相应的光学厚度序列值(图 2),该指数序列从 1400 年至 1980 年,包括小冰期在内。由 Zielinski 资料得出的光学厚度值与 Robock 资料得出的光学厚度值的差异甚微。

总体来看,图 2 给出的平流层平均火山灰光学厚度值代表了火山活动的强度和频率,可以用来表示近 600 年来火山活动引起的大气平流层气溶胶变化。可以看出,在历史上存在一些火山活动相对集中期,平均光学厚度在 0.05 - 0.10 之间,最大可达 0.25 - 0.40。小冰期是火山活动频繁且强度较大的时期。

本文设计的敏感性试验 1 取平流层光学厚度值为 0.15,太阳辐射减少量为 0.5%, CO_2 含量为 $345\text{mg}/\text{kg}$ (10^{-6})。敏感性试验 2 则保持现代太阳辐射值和 CO_2 浓度值,而取火山灰光学厚度值为 0.15。将此两个试验的结果与现代气候状况的控制试验进行对比,并进行两个敏感性试验间的对比,从而分析火山灰和太阳辐射变化对小冰期气候形成和变化的贡献。

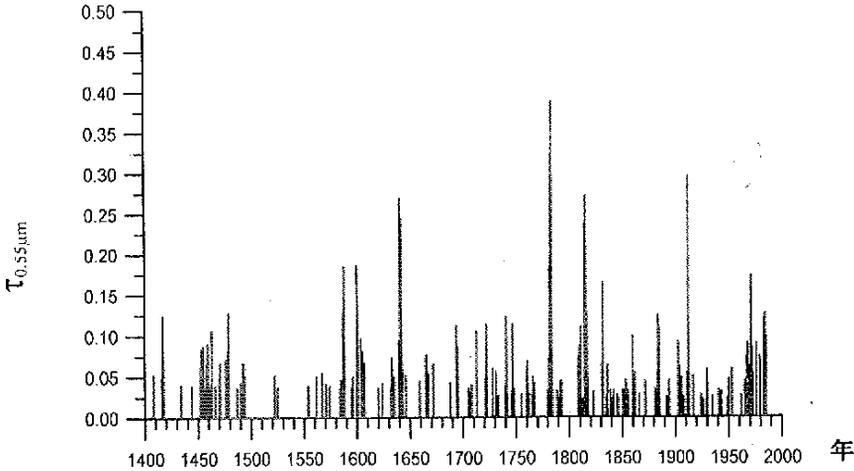


图 2 由 Robock 资料得出的火山灰大气光学厚度^[11]

Fig.2 Atmospheric optical depth of volcanic dust by Robock^[11]

3 试验结果分析

3.1 小冰期典型时段的温度模拟结果

每个试验运行 5 年,取后四年的平均代表气候平衡态.图 3 给出了试验 1 模拟的年平均温度、夏季平均温度和冬季平均温度与控制试验的相应温度差值(图中阴影部分表示在 99% 的信度上 t -检验显著的区域).从年平均温度来看(图 3a),整个东亚地区普遍降温,幅度达 0.2 - 1.5°C.纬度越高,降温幅度越大,最大降温中心位于 68°N,112°E 附近.中国长江流域以北地区普遍出现了 0.2 - 0.4°C 的降温.中东和华南地区年平均温度略有增加,增幅小于 0.2°C.夏季整个欧亚大陆也以降温为主,但其主要降温中心位于欧亚大陆的中部和阿留申地区,最大降温达 1.5°C.中国大陆中、西部降温明显,可达 0.3 - 0.5°C.非洲北部、欧洲高纬度地区和中国东部出现微弱的增温(图 3b).冬季温度变化较为复杂,欧亚大陆高纬度地区、西伯利亚、中国东北和华北、南亚地区和北非地区为降温区,尤其是东部的陆地冷中心地区降温最为显著,最大降温超过 2.0°C,但中纬度地区(包括中国中部地区)呈现一略有升温的增温带(图 3c).上述模拟结果表明,在太阳辐射减少和火山灰阳伞效应下,欧亚地区年平均温度普遍降低,且具有明显的区域差异,高纬度降温幅度大于低纬度,冬季降温幅度大于夏季.无论是年平均温度、夏季平均温度或冬季平均温度,低纬度地区(30°N 以南至赤道)均为降温,其降温幅度在 0.3 - 0.6°C 之间.

3.2 火山灰和太阳辐射变化对温度变化的贡献

火山灰和太阳辐射减少对于温度降低的贡献是研究气候变化成因时所关心的问题.试验 1 和试验 2 的比较可看出火山灰和太阳辐射变化对温度变化的贡献.图 4 给出了试验 1 与试验 2 的温度差值.以东亚地区为例,年平均温度的差值显示(图 4a),太阳辐射的减少对于欧亚大陆降温有重要作用,最大降温达 0.9°C,但对华南及其相邻的西太平洋地区却有增温效应,最

大升温达 0.2℃. 夏季(图 4b)的温度变化趋势与全年平均情况类似. 冬季(图 4c)的温度差异分布表明, 辐射的减少对东亚东南及西北地区有增温效应, 对其它地区则有降温作用, 降温幅度在 0.3 - 1.8℃之间.

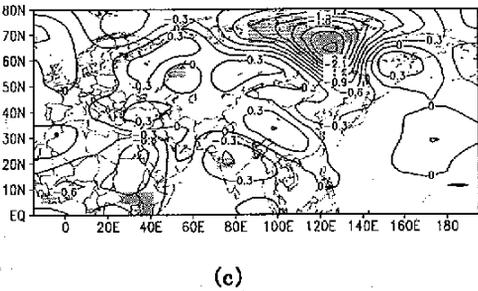
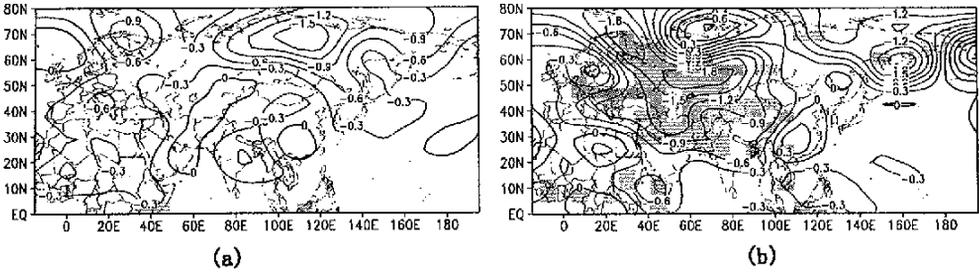


图 3 试验 1 与控制试验的温度差值
(a)年平均 (b)夏季 (c)冬季
Fig. 3 Difference of temperature between
Exp. 1 and control run
(a) Annual (b) Summer (c) Winter

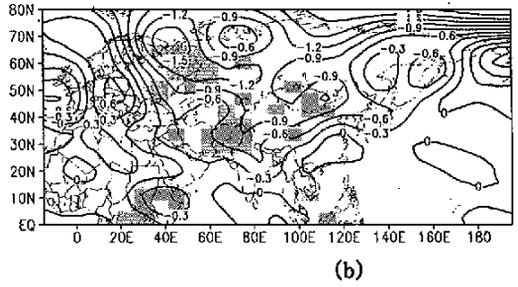
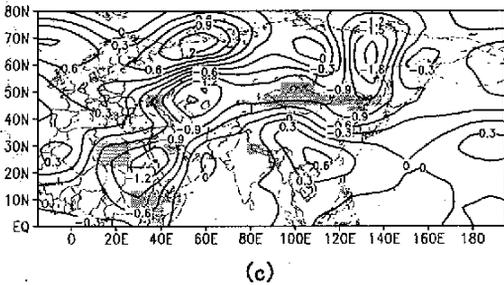
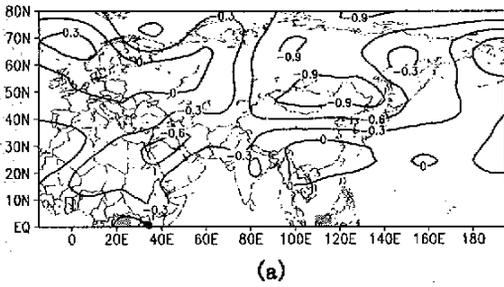


图 4 试验 1 与试验 2 的温度差值
(a)年平均 (b)夏季 (c)冬季
Fig. 4 Difference of temperature between
Exp. 1 and Exp. 2
(a) Annual (b) Summer (c) Winter

综上所述可见, 火山灰和太阳辐射对小冰期温度的降低有着重要作用, 并具有明显的空间差异性. 这与整个大气环流场的改变及热力、动力作用相关, 即整个大气系统因太阳辐射量收支的变化而改变大气环流的某些物理和动力过程, 从而造成温度区域性的变化. 还可发现, 模拟的增温主要受太阳辐射变化所控制.

3.3 小冰期典型时段降水变化模拟结果

图 5 是试验 1 的降水模拟结果,以试验 1 与控制试验模拟的降水差值表示.图中阴影部分表示在 99% 的信度上 t -检验显著的区域.可以看出,东亚地区年平均、夏季平均和冬季平均降水的变化格局基本一致,东南季风区、西南季风区和西风控制区的降水变化明显不同.受东南季风控制的地区(如我国的华东、华南地区)降水明显减少,年平均减少幅度在 $0.5 - 1.5\text{mm/d}$ 之间,受西风和西南季风控制的广大地区降水几乎持平或略增,最大年均增幅小于 0.5mm/d .因冬季东南季风萎缩,受其控制的区域位置南移,因此冬季降水减少的区域已移到 10°N 以南的东南亚地区.另外,夏季降水变幅最大,而冬季降水变幅很小,这是因为东亚地区主要是夏季降水,冬季降水量相对较小之故.

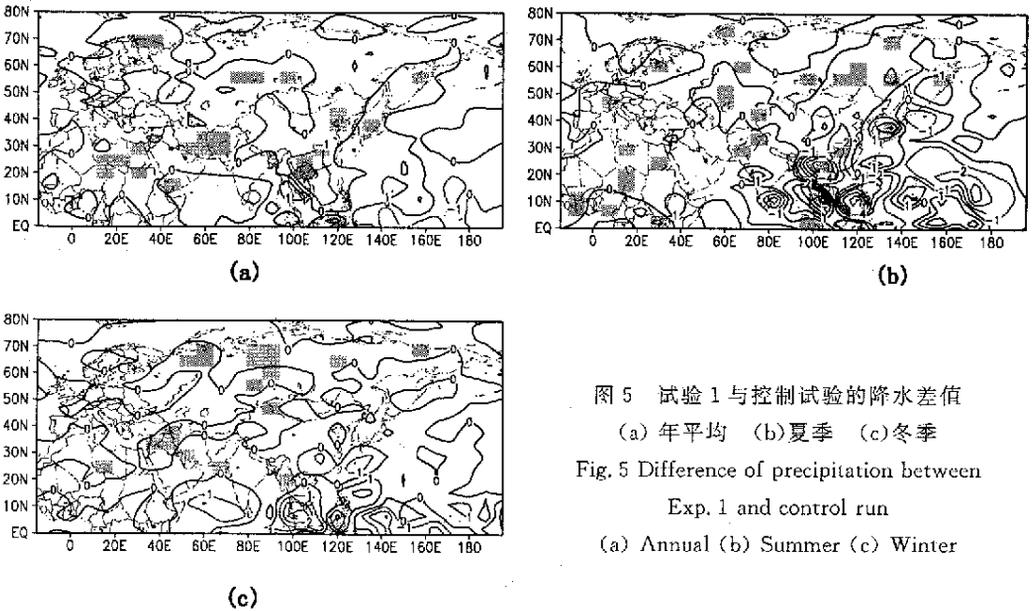


图 5 试验 1 与控制试验的降水差值
(a) 年平均 (b) 夏季 (c) 冬季
Fig. 5 Difference of precipitation between
Exp. 1 and control run
(a) Annual (b) Summer (c) Winter

同时还模拟了试验 1 与试验 2 的年平均、夏季平均和冬季平均降水的差值(图略).结果表明,三者与图 5 分布格局相似,即受东南季风控制的地区降水减少,而受西风和西南季风控制的广大地区降水几乎持平或略增,只是变幅有所减小.说明太阳辐射对降水的单独影响比火山灰和太阳辐射共同影响要小.可见,火山灰和太阳辐射对降水的影响效应具有同向叠加性.

4 讨论

本文尝试用全球气候模式进行小冰期典型强迫条件下的模拟试验.从模拟结果看,总体上较好地反映了在太阳辐射和火山灰作用下典型小冰期东亚地区的温度和降水变化,同时揭示出这些变化的空间差异性.发现东南季风区、西南季风区和西风控制区对火山灰和太阳辐射变化具有不同的响应,火山灰和太阳辐射对降水的影响效应具有同向叠加性.另外,从本次模拟来看,太阳辐射和火山灰的较小变化就可引起东南季风和西南季风的较大变化,这对于正好处在这两大季风区的我国来说应引起足够重视并进行更深入的研究.

作者还就历史气候记录的小冰期气候特征与模拟结果进行了对比.

4.1 温度

历史气候中关于小冰期的气候特征记录已有大量资料和分析结果.王绍武等^[1,31]根据史料、冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 和树木年轮资料的综合分析,将我国的小冰期气候特征按十个区域进行了全面的描述.根据他们的结果,近 500 年来,我国各地区均经历了小冰期气候,小冰期期间的降温幅度因地区而异,以青藏高原和西北地区平均降温幅度最大,而新疆地区几乎无明显的降温.平均而言,降温幅度在 0.5°C 左右,而在东南地区降温幅度较小,只有 0.2°C 左右.除东南地区外,这些结果与图 3a 给出的年平均温度变化基本吻合.施雅风等^[32]和姚檀栋等^[33]根据古里雅冰芯中氧同位素和冰川积累量的估计也指出,我国西部和青藏高原在小冰期也经历了寒冷期.曹建廷等^[34]通过对内蒙古岱海湖泊沉积记录的分析,指出该地区在小冰期经历了冷湿和冷干的气候特征.从模拟结果看(图 3a),岱海地区有 $0.3 - 0.4^{\circ}\text{C}$ 的降温.张伟强等^[35]在分析中国热带小冰期的形成时指出,其出现的时间要较整个中国地区滞后,其降温强度也较小,且以冬季寒冷天气现象为特征.从本文年平均温度的模拟结果看,华南沿海至赤道的热带地区亦出现降温,但位置偏南,内陆地区有轻微的升温现象,冬季在热带地区有降温带出现,但偏南,且在此带北边仍出现增温情况.这表明本文的小冰期敏感性试验对普遍降温的现象模拟得较好,但中国中部偏东地区的小幅增温及冬季欧亚大陆的增温与历史资料所反映的温度有差异,这还有待于进一步探讨,其中可能隐含有东亚地区气候形成的较为复杂的机制.

4.2 降水和湿度

在持续约 300 年的小冰期中,不同的时间段和区域其干湿状况并不相同,有冷湿和冷干不同的气候特点.根据姚檀栋等对古里雅冰芯资料的分析认为^[33],在 17 世纪和 19 世纪两个寒冷期,对应于降水的干冷期.这与本文小冰期敏感性试验的年平均降水减少是一致的(图 5a).王苏民等^[36]对湖泊沉积的研究表明,处在西风控制下的青海湖地区在小冰期期间气候主要呈现冷湿的特征.张德二^[37]根据冰芯粉尘含量与华北尘暴历史记录的比较,发现 17 世纪小冰期最冷时,存在西湿东干的区域差异.曹建廷等^[34]对岱海湖泊沉积的分析表明,内蒙古地区在小冰期的寒冷时段内也出现过干、湿交替的现象,但其变化幅度并不大.模拟结果显示,内蒙古地区的干湿变化有明显的空间差异(图 5a),即西部湿而东部偏干,而岱海地区的位置正好位于干湿变化的过渡带上,这反映出内蒙地区干湿变化的时间空间性均较强.

参 考 文 献

- 1 王绍武,叶瑾琳,龚道溢.中国小冰期的气候.第四纪研究,1998(1):54-64
- 2 Mann M E, Bradley R S. Northern hemisphere temperature during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters*, 1999, **26**(6):759-762
- 3 Schneider S H, Mass C. Volcanic dust, sunspots, and temperature trends. *Science* 1975, **190**:741-746
- 4 Robock A. The "Little Ice Age": Northern hemisphere average observations and model calculations. *Science*, 1979, **206**:1402-1404
- 5 Lean J, Skumanish A, White O. Estimating the Sun's radiative output during the Maunder minimum. *Geophysical Research Letters*, 1992, **19**:1591-1594
- 6 Crowley T J. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 2000, **289**:270-277
- 7 Lean J, Beer J, Bradley R. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 1995, **22**:3195-3198
- 8 Hansen J, Lacis A, Ruedy R, et al. Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophysical Research Letters*, 1992, **19**:215

- 218

- 9 Zielinski G A. Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**: 20937 - 20955
- 10 Hansen J, Wang W-C, Lacic A. Mount Agung eruption provides test of a global climate perturbation. *Science*, 1978, **199**: 1065 - 1068
- 11 Robock A, Free M. The volcanic record in ice cores for the past 2000 years. In: Jones P, Bradley R, Jouzel J eds. Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years. New York Springer-Verlag, 1996. 533 - 546
- 12 Bradley R. Enhanced 1000 years of climate change. *Science*, 2000, **288**: 1353 - 1355
- 13 Manabe S, Stouffer R J. Low-frequency variability of surface air temperature in a 1000-year integration of a coupled atmosphere-ocean-land surface model. *Journal of Climate*, 1996, **9**(2): 376 - 393
- 14 Kreuz K J, Mayewski P A, Meeker L D *et al.* Bipolar changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age. *Science*, 1997, **277**: 1294 - 1298
- 15 Hoyt D V, Schatten K H. A discussion of plausible solar irradiance variations. *Journal of Geophysical Research*, 1993, **98**: 18895 - 18906
- 16 Crowley T J, Kim K-Y. Comparison of proxy records of climate change and solar forcing. *Geophysical Research Letters*, 1996, **23**: 359 - 362
- 17 Lean J. Variations in the Sun's radiative output. *Review of Geophysics*, 1991, **29**: 505 - 535
- 18 Nesme-Ribes E, Ferreira E N, Sadoury R, *et al.* Solar dynamics and its impact on solar irradiance and the terrestrial-climate. *Journal of Geophysical Research*, 1993, **98**: 18923 - 18935
- 19 Cubasch U, Voss R, Hegerl G C, *et al.* Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Climate Dynamics*, 1997, **13**: 757 - 767
- 20 Lamb H H. Supplementary volcanic dust veil index assessments. *Climate Monthly*, 1977, **6**: 57 - 67
- 21 Lamb H H. Update of the chronology of assessments of the volcanic dust veil index. *Climate Monthly*, 1983, **12**: 79 - 90
- 22 Newhall C G, Self S. The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 1982, **87**: 1231 - 1238
- 23 Sato M, Hansen E, McCormick M P, *et al.* Stratospheric aerosol optical depths, 1850 - 1990. *Journal of Geophysical Research*, 1993, **98**: 22987 - 22994
- 24 Robock A, Free M. Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**: 11549 - 11567
- 25 Lorius C, Jouzel J, Ritz C, *et al.* A 150 000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 1985, **316**: 591 - 596
- 26 Wu G-X, Liu H, Zhao Y-C, *et al.* A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1996, **13**(1): 1 - 18
- 27 Liu H, Wu G-X. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSiB. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1997, **14**: 289 - 308
- 28 Zhang X-H, Shi G-Y, Liu H, *et al.* IAP global ocean-atmosphere-land system model. Beijing: Science Press, 2000. 8 - 50
- 29 Chen X, Yu G, Liu J. An AGCM + SSiB simulating changes in paleomonsoon climate at 21ka in China. *Acta Meteorologica Sinica*, 2001, **15**(3): 333 - 345
- 30 于 革, 陈 星, 刘 健等. 末次盛冰期东亚气候的模拟和诊断初探. 科学通报, 2000, **45**(20): 2153 - 2159
- 31 李晓东, 王绍武, 黄建平. 火山活动对气候影响的数值模拟研究. 应用气象学报, 1994, **5**(1): 90 - 97
- 32 Shi Y-F, Yao T-D, Yang B. Decadal climatic variations recorded in Guliya ice core and comparison with the historical documentary data from East China during the last 2000 years. *Science in China (Series D)*, 1999, **42**(Supp): 91 - 100
- 33 姚檀栋, 秦大河, 田立德等. 青藏高原 2ka 来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. 中国科学(D 辑), 1996, **26**(4): 348 - 353
- 34 曹建廷, 王苏民, 沈吉等. 近千年来内蒙古岱海气候环境演变的湖泊沉积记录. 地理科学, 2000, **20**(5): 391 - 396
- 35 张伟强, 黄镇国. 中国热带的小冰期及其环境效应. 地理学报, 2000, **55**(6): 744 - 750

- 36 王苏民, 李建仁. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段. 科学通报, 1991, 36(1): 54 - 56
- 37 Zhang D-E. Paleoclimate and environmental records available from Chinese historical documents. In: Mikami T, Matsumoto E, Ohta S, *et al* eds. Paleoclimate and environmental variability in Austral-Asian Transect during the past 2000 years. Proceedings of the 1995 Nagoya IGBP-PAGES /PEP-II Symposium. Nagoya: Nagoya University, 1995. 20 - 26

Sensitivity Experiment of Climate Change in Eastern Asia during the Little Ice Age by Changing Solar Radiation and Volcanic Dust

LIU Jian¹ CHEN Xing^{2, 1} YU Ge¹ WANG Sumin¹

(1: *Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China;*

2: *Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, P. R. China*)

Abstract

In order to explore main causes and dynamic mechanisms, the latest data of past sequences of solar radiation and volcanic dust are adopted in this paper to simulate the climate change during the Little Ice Age. The results show that the annual mean temperature decreases in Eurasia. The decreases in temperature vary with regions and seasons. The amplitude of decrease in temperature in high latitude is bigger than that in low latitude, and it is higher in winter than in summer. The decrease of annual mean temperature is from 0.2°C to 0.4°C in the region to the north of the Yangtze River. Climate in different monsoon region has different response to the changes of solar radiation and volcanic dust. The precipitation is decreased obviously in eastern and southern China, which is controlled by southeastern monsoon climate at present. The annual mean decrease is about 0.5 to 1.5 mm/d. While the precipitation slightly increases or remains almost unchanged in the vast areas which are controlled by westerlies and southwestern monsoon. The maximum annual mean increase is less than 0.5 mm/d. These results are mainly consistent with the historical evidences and natural records.

Key Words Little Ice Age, Eastern Asia, solar radiation, volcanic dust, simulation