

中国全新世气候变迁相位差与亚洲季风及西风带的联系

吴永红^{1,2}, 郑祥民¹, 周立旻¹

(1. 华东师范大学 地理学系, 上海 200062; 2. 闽江学院 地理科学系, 福州 350108)

摘要:不同区域由于其主导气候影响因素的差异而表现出不同的全新世气候变化特征,对这些机制的研究,可以很好地理解各种自然要素的发展变化过程、气候影响机制及相互耦合关系。通过中国不同区域全新世气候变化研究成果的对比分析,发现黄土高原区与西北干旱区全新世期间气候特征主要表现为干冷的早全新世、暖湿的中全新世、气候恶化的晚全新世,而西南季风区与东部季风区全新世期间表现出两次季风加强阶段,但西南季风要比东南季风加强提前约 3~4 ka。该文认为黄土高原区与西北干旱区可能受同一气候系统制约,从而表现出类似的气候变化特征。西南季风区与东部季风区全新世气候变化特征有很好的对比性,可能是由于亚洲西南季风与东南季风在全新世的推进与退缩共同受到行星风带南北移动的影响,使其气候表现出类似的变化特征,但由于海洋巨大的热容导致东南季风的加强延后,从而导致西南季风区与东南季风区全新世的气候变化具有不同步性。

关键词:全新世气候变化; 东亚季风; 西风带; 对比分析

中图分类号:P531

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2012)01-0027-06

The Asynchronous Nature of Holocene Climate Variability in China and Its Linkage to Asian Monsoon and the Westerly

WU Yong-hong^{1,2}, ZHENG Xiang-min¹, ZHOU Li-min¹

(1. Department of Geography, East China Normal University, Shanghai 200062, China; 2. Department of Geography Science, Minjiang University, Fuzhou 350108, China)

Abstract: Different regions controlled by different dominant climatic factors show different characteristics of Holocene climate change. By the study of these mechanisms, we can have a very clear understanding on the developing process and the mutual coupling relation between the natural elements, as well as the impact of mechanism on climate. Through comparative analysis of Holocene climate changes in different regions of China, it is found out that the characteristics of Holocene climate changes in Northwest China and the Loess Plateau generally show that there are a dry and cold climate in the early Holocene, a warm and humid climate in mid-Holocene, a climate deterioration in the late Holocene, and two monsoon strengthening appearing in the southwest monsoon region and the eastern monsoon region during the Holocene. But the strengthening of the southwest monsoon is about 3~4 ka earlier than that of southeast monsoon. This paper argues that the characteristics of Holocene climate changes on the Loess Plateau and Northwest China are alike which may be due to the same climate system that affects them. While, the contrast of Holocene climate changes in Southwest Monsoon region and Eastern Monsoon region is pretty good which may indicate that both the strengthening and weakening of Southwest Monsoon and Southeast Monsoon are controlled the same by the north-south movement of planetary wind belt during Holocene. But the strengthening of the southeast monsoon delayed because of the huge heat capacity of ocean, resulting in the asynchrony of Holocene climate changes in Southeast Monsoon region and Southwest Monsoon region.

Key words: Holocene climate changes; the East Asian monsoon; westerly; comparative analysis

收稿日期:2011-06-03

修回日期:2011-08-09

资助项目:国家自然科学基金项目(41040013);中央高校基本科研业务费专项资金

作者简介:吴永红(1980—),男,山西大同人,博士研究生,讲师,主要从事第四纪地质与环境地球化学研究。E-mail:shuangyun2626@163.com

通信作者:郑祥民(1959—),男,浙江温州人,教授,主要从事环境演变、环境地球化学等方面的研究。E-mail:zhengxm8@yahoo.com.cn

亚洲季风系统在全球水文及能量循环中扮演着非常重要的角色^[1],它直接影响着南亚、东南亚及周边地区的气候环境。特别是青藏高原的隆升,使得该区域以及全球大气环流都变得更加复杂,由于其阻挡了来自印度洋的暖湿气流北上,导致中国西北地区大范围的干旱,同时,由于其夏季热源、冬季冷源的效应,大大加强了亚洲季风环流系统。同时由于其阻挡西风带的长驱直入,破坏北半球副热带高压带的全球连续性,形成了中国长江中下游地区的湿润气候,而在全球同纬度的其它地区,由于副热带高压系统的影响,都表现出干旱气候特征。

中国幅员辽阔,气候类型多样,气候特征受亚洲东南季风、印度洋西南季风及西风带等多种因素的影响,由于不同地区的主导影响因素不同,导致全新世气候有多种表现特征,通过对这些机制的研究,可以很好地理解各种自然要素的发展变化过程、气候影响机制及相互耦合关系,对预测未来气候变化有着非常重要的意义。

1 中国全新世气候变化特征

1.1 西北干旱区

西北干旱区地貌类型复杂多变,气候变化受多种因素影响,各个区域的研究成果也已经非常多。新疆、河西走廊、黄土高原西部地区,由于青藏高原隆升,其气候变化很大程度上受到西风带的北部分支影响,同时由于亚洲东南季风的推进与退缩,使得河西走廊及黄土高原地区也可能受到东南季风的影响^[2]。而新疆地区降水变化则更多受到西风带的影响^[3],亚洲季风则影响较少,研究显示亚洲东南季风在全新世期间,其影响范围未曾达到新疆北部地区^[4]。由图 1 看出,在新疆博斯腾湖大湖区沉积地层孢粉记录显示,该区域在晚冰期及早全新世(16~8 cal ka BP)为干旱气候,而在 8~6 cal ka BP 期间,气候仍然表现出相对干旱的趋势,在此之后,6~1.5 cal ka BP 则表现出湿润气候条件^[3]。新疆北部的乌伦古湖沉积指示 9.55~6.73 cal ka BP 为干旱气候,期间 9.55~7.74 cal ka BP 温度较高,7.74~6.73 cal ka BP 温度有所降低;6.73 cal ka BP 之后进入湿润阶段,最大湿度发生在 4.2,5.6 cal ka BP,560 cal a BP 之后气候干旱加剧,气温快速降低^[4]。腾格里沙漠青土湖孢粉沉积纪录显示该区域早全新世气候是极端干旱,7.2~5.2 cal ka BP 期间气候相对湿润,5.2~3.0 cal ka BP 期间,气候发生频繁波动,3.0 cal ka BP 之后再次进入干旱期^[5]。柴达木盆地大柴旦湖泊沉积相变化指示湖泊条件在冰期—间冰期(10 000 cal a BP)发生

快速变化,各项指标指示伴随着冰期结束温度的快速升高,有效湿度最盛期发生在 10~8.0 cal ka BP,冰雪覆盖的减少可能有效地加强了夏季风^[6]。河西走廊中部民乐县扁都口(BDK)黄土沉积纪录显示,全新世温暖湿润阶段主要在 8.0~2.2 cal ka BP,期间有两次变冷事件,分别在 6.2~5.8 cal ka BP 及 4.0~3.5 cal ka BP,而在晚全新世 2.2 cal ka BP 之后,气候恶化,经历了严重的干旱气候^[7]。但值得一提的是,西北干旱区由于其复杂的地貌特征以及特殊的地理位置,地表湿度变化受蒸发量、温度等多因素变化的影响,在一些研究中表现出复杂的气候变化特征,如阿拉善高原湖泊记录^[8]显示该区域表现出干旱的中全新世气候特征,湖泊缩小或干涸的时代约为 7.0~5.0 cal ka BP。同样由于此种原因,在新疆博斯腾湖沉积记录研究^[9]中,也表现出小冰期冷湿—暖干的环境特征。

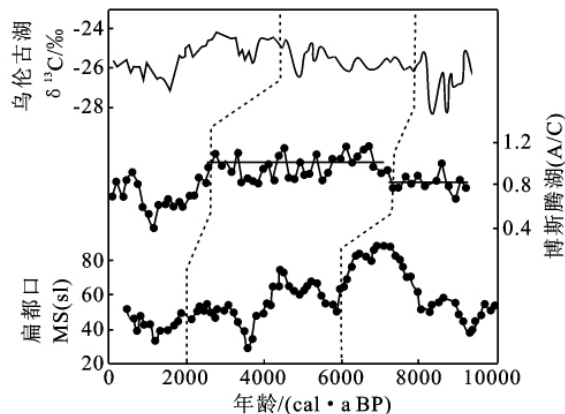


图 1 博斯腾湖孢粉记录、乌伦古湖 $\delta^{13}\text{C}$ 、扁都口黄土剖面磁化率指示的全新世气候变化特点^[3-4,7]

1.2 黄土高原区

黄土高原的研究主要集中在黄土沉积厚度大,人为干扰较少的高原中部,陕西、甘肃东部区域研究成果较多,山西盆地、内蒙古西部地区相对较少,由于该区处于亚洲东南季风影响的边缘地带,其对季风的推进与退缩有很好的响应。黄土高原南部的黄土沉积与侵蚀能够很好地反映东南季风的推进与退缩^[10],研究显示在早全新世(11.5~8.5 cal ka BP),大陆西北季风减弱,而亚洲东南季风大大加强,8.5~3.1 cal ka BP 气候相对温暖湿润,为全新世气候最适宜期^[10-11],之后气候逐渐恶化。在中国中北部河套地区黄土沙漠交界地带的靖边剖面研究指示该区在 10~7 cal ka BP 受到强烈的冬季风影响,而夏季风相对较弱,7~5.5 cal ka BP 气候逐渐转暖,5.5~2.7 cal ka BP 达到了该区全新世最温暖期,之后气候不断恶化,特别是 1.5 cal ka BP 之后的气候波动及冬季风加强^[12]。富平黄土剖面孢粉记录指示阔叶树种孢粉最盛期发生在 7.0~8.0 cal ka BP^[13],见图 2。

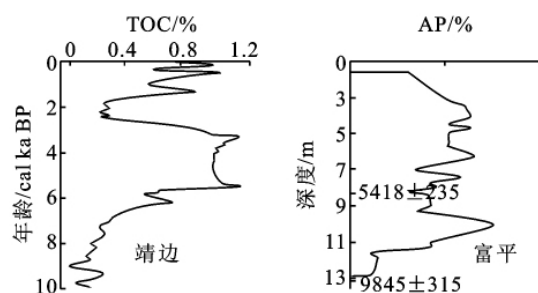


图 2 靖边剖面 TOC、富平剖面孢粉记录指示的全新世气候变化特征^[12-13]

中国北中部戴海湖泊沉积纪录能够很好地指示东亚季风降水的强弱变化^[14],该区域全新世季风降水变化可分为早、中、晚全新世三个阶段,在 10~7.9 cal ka BP 的早全新世,区域降水相对较少,7.9~3.1 cal ka BP 的中全新世,降水增多,但在此期间有频繁的波动,7.9~6.9 cal ka BP 降水逐渐增多,6.9~4.4 cal ka BP 频繁波动,4.4~3.1 cal ka BP,降水量逐渐减少,3.1 cal ka BP 之后的晚全新世,降水减少。

黄土高原西南部秦岭北缘的巴谢剖面沉积物的磁化率指标指示该区古土壤层发育在 9.5~5.5 cal ka BP,其中最大湿度发生在 9.0 cal ka BP,指示最强的夏季风条件^[15]。黄土高原东南部秦岭北部山缘的渭南剖面指示两个古土壤层发育在 9.5~3.0 cal ka BP,磁化率曲线指示全新世最大湿度发生在 9.5~8.0 cal ka BP^[16],详见图 3。

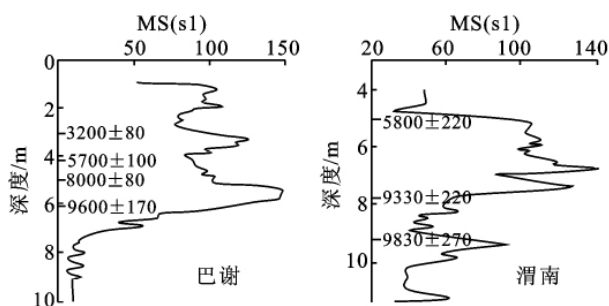


图 3 巴谢、渭南黄土剖面磁化率曲线指示的全新世气候变化特征^[15-16]

湖泊水位的变化也可以很好地指示区域湿度变化,对黄土高原及华北平原区 9 个湖泊^[17-25]的分析研究指示该区高湖面主要出现在 10~7.0 cal ka BP,5.0 cal ka BP 之后主要以中低湖面为主,3.0 cal ka BP 之后以低湖面为主^[1]。

总体来说,黄土高原地区在全新世经历了频繁的气候波动,在早全新世,本区表现出寒冷干旱气候特征,中全新世为温暖湿润气候,晚全新世为寒冷干旱气候特征^[26-32]。

1.3 东部季风区

东部季风区气候变化主要受到亚洲东南季风强

度变化影响,特别是长江中下游地区,孢粉及湖泊水位变化都能够很好地指示亚洲东南季风强弱变化。长江三角洲太湖盆地 ZX-1 钻孔孢粉及地球化学纪录指示 8~6 cal ka BP,气候相对湿润,之后开始恶化,4 cal ka BP 左右为寒冷期的最盛期,寒冷事件之后,气候转暖,一直持续到 2.5 cal ka BP^[33],见图 4。

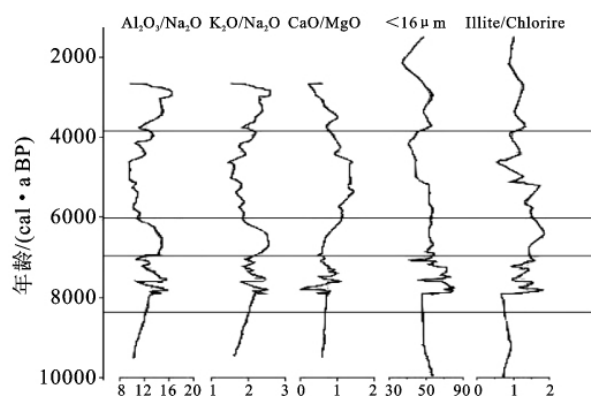


图 4 长江三角洲 ZX-1 钻孔指标指示的全新世气候变化特征^[33]

启东沉积剖面^[34]指示孢粉富集的最大区域在 35~25 m 处,大约 8.3~5 cal ka BP,在 10 m 左右孢粉富集量明显降低,之后出现大幅度的回升(图 5)。同样的变化趋势在苏北平原黄海之滨的建湖沉积剖面^[23,35]中也有很好显示,孢粉记录指示该区最湿润的阶段在 6.7~6.0 cal ka BP,之后气候开始恶化,直到 1.5 cal ka BP 左右气候显示回升的迹象。大坪剖面指示孢粉富集在 7~4 cal ka BP,最大值出现在 4.3 cal ka BP^[1],之后孢粉富集量明显下降,到沉积剖面上部 0.2 m 处孢粉富集量再次增高。

通过对长江中下游几个湖泊^[20,23,36-38]的水位变化分析发现,大体有两个高水位阶段 8.0~7.0 cal ka BP 与 3.0~0 cal ka BP,第一个高湖面阶段可能是由于降水增加引起,第二个高湖面可能是由于蒸发减少与持续季风降水的共同作用^[1]。

1.4 西南季风区

中国西南地区的气候受到印度洋夏季风的影响显著^[39-40],由于地形特征、交通状况等可进入性条件的限制,这一区域的研究成果相对较少^[41],本文选取几个研究成果进行探讨。11.5~10.8 cal ka BP 阶段,云南点苍山冰川湖泊沉积记录指示该时期为逐渐升温期^[42],10.8 cal ka BP 之后气候变得湿润,该状况下,冰川开始扩张。9.5 cal ka BP 之后湿润程度降低,直到 7.5 cal ka BP 气候变得暖干。6.0~5.3 cal ka BP 表现为冷干气候特征,5.3 cal ka BP 左右湿度增加,导致了一次冰进事件,4.0 cal ka BP 之后,气候

再次转暖,表现为暖干气候特征,直到 0.6 cal ka BP。四川红原泥炭沉积纪录指示在全新世期间,印度洋西南季风最强盛时期发生在 10.2~9.3,7.3~6.6 cal ka BP^[39]。洱源位于洱海西部,气候显著受制于西南季风的影响,孢粉记录指示最大湿度发生在 11.9.2 cal ka BP^[43]。滇池 D218 钻孔沉积的孢粉曲线也指示该区湿度在 13 cal ka BP 开始明显增加,最大湿度出现在 10~8 cal ka BP^[44]。四川省冕宁县湖泊沉积孢粉记

录指示该区在 11~9.1 cal ka BP 为寒冷气候,耐寒植物比较发育,之后气候明显转暖,喜暖植物增加,指示该区在 9.1~7.8 cal ka BP 为温暖湿润气候,7.8~4 cal ka BP,区域降水的季节性变化明显,而从 1 000 cal a BP 开始,气候表现出明显波动^[45]。对西南季风区几个湖泊^[29,43,46-48]的水位变化分析发现,湖面变化有两个高湖面阶段 12~9.0 cal ka BP 与 6.0~3.0 cal ka BP,可能是西南季风加强的缘故^[1]。

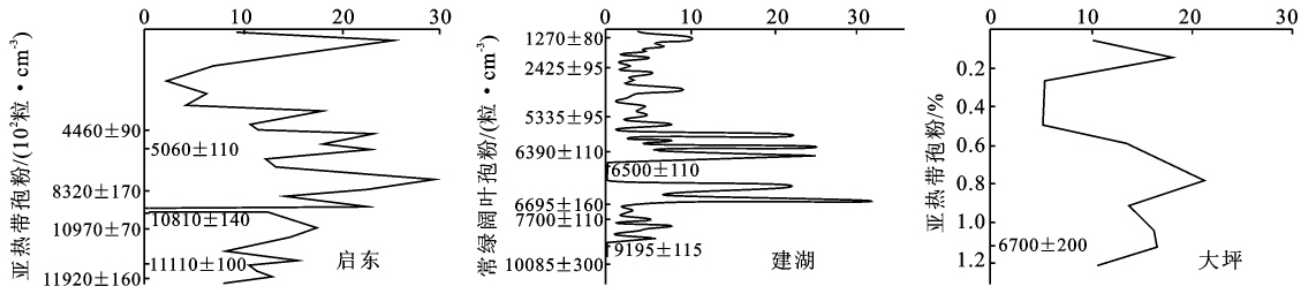


图 5 启东、建湖、大坪沉积剖面孢粉记录指示的全新世气候变化特征^[1]

2 不同区域全新世气候对比分析

通过对不同区域全新世气候变化特征的对比分析,发现在东部季风区全新世气候变化有一共同特征,大体上可以归结为温暖湿润的早全新世,气候相对恶化的中全新世与气候转暖的晚全新世,全新世气候湿度变化表现出“双峰型”特征,可能是由于东南季风在全新世期间经历了两次大的加强与减弱,虽然在定年方面不同地区呈现出了差异性,但在大体变化趋势上,各个地区都呈现此变化特征。在黄土高原区表现出与东部季风区相驳的变化过程,多项研究表明该区在早全新世表现出寒冷干旱气候特征,中全新世为温暖湿润气候,晚全新世为寒冷干旱气候,气候变化表现出“单峰型”变化特征。而在西北干旱区,多数研究都指示该区域全新世气候变化表现出与黄土高原区相类似的变化特征,即逐渐升温的早全新世,温暖的中全新世与环境恶化的晚全新世,但由于该区地貌复杂,地表湿度变化受蒸发量、温度等多因素变化的影响,在一些研究中表现出复杂的气候变化特征,如在一些研究中呈现暖干—冷湿的环境特征。而在西南季风区,全新世气候湿度变化表现出“双峰型”特征,与东部季风区类似的变化过程,表明西南季风在整个全新世期间经历了两次加强与减弱,但与东南季风不同的是,西南季风的推进与退缩要比东南季风提前大约 3~4 ka。

西北干旱区与黄土高原区在全新世表现出类似的气候变化特征,本文认为,西北干旱区与东部季风区受不同气候系统影响,其更多受到西风环流的影响,使其全新世气候变化表现出与东部季风区不同的

特征。而黄土高原区表现出与西北干旱区相似的变化特征,可能由于黄土高原区与西北干旱区受到同一气候系统的影响,前人研究也指示华北和西北地区的温度变化很有可能受同一气候系统的制约^[49]。而东南季风对黄土高原区气候影响可能不是很明显,或者只有东南季风加强的时候,其影响范围才会扩展到黄土高原地区。

西南地区全新世气候变化表现出与东部季风区相似的特征,但东南季风的推进要比西南季风延迟 3~4 ka,本文认为这可能是由于引起东南季风与西南季风的推进与退缩的驱动因素有一致性,但是由于东南季风与西南季风形成机理的不同,使其变化特征具有不同步性。在整个第四纪,全球行星风系经历了多次的南北移动,对应于北半球的多次小冰期,其中有四次非常明显的南北波动^[50],对应于最显著的四次冰期——鄱阳、大姑、庐山、大理,气候趋冷时,行星风系向南移动,而气候转暖时,风带向北移动。西南季风的形成是由于南半球东南信风越过赤道后在科里奥利作用下转而成为西南风,形成了影响我国的西南季风,当行星风系向北移动时,西南季风随之增强,能够携带大量的印度洋水汽影响我国西南地区。而东南季风的形成是由于海陆热力差异,也就是太平洋副热带高压与西伯利亚高压系统之间的能量对比关系,当行星风系向北移动时,北半球接受更多的太阳辐射能量,太平洋表面温度有增加的趋势,继而加强太平洋副热带高压,但由于海洋巨大的热容,使得这一过程要延后几千年。所以在行星风带向北移动时,西南季风能够很快作出响应,而东南季风要滞后几千年才能做出响应;相反,行星风带向南移动时,西南季风与

东南季风都有退缩的趋势,但东南季风要滞后几千年。但由于二者的变化都受到行星风系南北移动的控制,使得西南季风区与东部季风区全新世气候变化表现出相似的“双峰型”变化特征。

3 结 论

通过对东部季风区、黄土高原区、西北干旱区、西南季风区全新世气候变化特征的对比分析,发现黄土高原区与西北干旱区全新世气候变化特征有较好的一致性,西南季风区与东部季风区有很好的对比性,而这两组之间却存在很大差异。可能由于黄土高原区与西北干旱区受制于同一气候系统,使其气候变化特征有很大的相似性;而西南季风区与东部季风区全新世气候变化有很好的对比性,则可能是由于亚洲西南季风与东南季风在全新世的推进与退缩都受到行星风带南北移动的影响,使其发展具有很好的对比性,但由于其形成机制不同,导致西南季风区与东南季风区全新世气候变化具有不同步性。

参考文献:

- [1] An Zhisheng, Stephen C P, John E K, et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 743-762.
- [2] Yu Yongtao, Yang Taibao, Li Jijun, et al. Millennial-scale Holocene climate variability in the NW China drylands and links to the tropical Pacific and the North Atlantic [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 233: 149-162.
- [3] Huang X Z, Chen F H, Fan Y X, et al. Dry late-glacial and early Holocene climate in arid central Asia indicated by lithological and palynological evidence from Bosten Lake, China [J]. *Quaternary International*, 2009, 194: 19-27.
- [4] Liu Xingqi, Ulrike Herzschuh, Shen Ji, et al. Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in northern Xinjiang, China [J]. *Quaternary Research*, 2008, 70: 412-425.
- [5] Zhao Y, Yu Z, Chen F, et al. Holocene vegetation and climate change from a lake sediment record in the Tengger Sandy Desert, northwest China [J]. *Journal of Arid Environments*, 2008, 72: 2054-2064.
- [6] 黄麒,蔡碧琴,余俊青. 盐湖年龄的测定:青藏高原几个盐湖的 C-(14) 年龄及其沉积旋回 [J]. *科学通报*, 1980, 25: 990-994.
- [7] 吴永红,杨太保,于永涛,等. 河西走廊全新世气候变迁与古文化响应 [J]. *干旱区研究*, 2006, 23(4): 650-653.
- [8] 陈发虎,吴薇,朱艳,等. 阿拉善高原中全新世干旱事件的湖泊记录研究 [J]. *科学通报*, 2004, 49(1): 1-9.
- [9] 陈发虎,黄小忠,张家武,等. 新疆博斯腾湖记录的亚洲内陆干旱区小冰期湿润气候研究 [J]. *中国科学: D 辑*, 2007, 37(1): 77-85.
- [10] Huang Chunchang, Pang Jiangli, Huang Ping. An early Holocene erosion phase on the loess tablelands in the southern Loess Plateau of China [J]. *Geomorphology*, 2002, 43: 209-218.
- [11] Shi Y F, Kong Z C, Wang S M. Climatic variation and the major events in the Holocene in China [J]. *Science in China: Series D*, 1992, 12: 1300-1308.
- [12] Xiao Jule, Toshio Nakamura, Lu Huayu, et al. Holocene climate changes over the desert/loess transition of north-central China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 197: 11-18.
- [13] 孙建中,赵景波. 黄土高原第四纪 [M]. 北京: 科学出版社, 1991.
- [14] Peng Yanjia, Xiao Jule, Toshio Nakamura, et al. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233: 467-479.
- [15] An Zhisheng, Porter S C, Zhou Weijian, et al. Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the Loess Plateau of central China [J]. *Quaternary Research*, 1993, 39: 45-54.
- [16] 刘东生. 中国第四纪地质与环境 [M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [17] Yuan Baoyin. Geological significance of the climatic geomorphology of the Late Pleistocene in North China [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 1988, 24: 235-244.
- [18] 王苏民,吴瑞金,蒋新禾. 内蒙古岱海末次冰期以来的环境变迁与古气候 [J]. *第四纪研究*, 1990(3): 223-232.
- [19] 王苏民,余源盛,吴瑞金. 岱海: 湖泊环境与气候变化 [M]. 北京: 中国科学技术大学出版社, 1990: 117-182.
- [20] 李华章,刘清泗,汪家兴. 内蒙古高原黄旗海、岱海全新世湖泊演变研究 [J]. *湖泊科学*, 1992(4): 31-39.
- [21] 孙大鹏. 内蒙高原的天然碱湖 [J]. *海洋与湖沼*, 1990(1): 44-53.
- [22] 耿侃,张振春. 内蒙古达拉诺尔地区全新世湖群地貌特征及其演化 [J]. *北京师范大学学报: 自然科学版*, 1988(4): 94-100.
- [23] 施雅风. 中国全新世大暖期气候与环境 [M]. 北京: 海洋出版社, 1992.
- [24] 中国科学院地球化学研究所. 过去 1 万年辽宁省南部地区的环境变化 [J]. *中国科学: B 辑*, 1977, 22: 603-614.
- [25] 许清海,陈淑英,孔昭宸,等. 白洋淀地区全新世以来植

- 被演替和气候变化初探[J]. 植物生态学报, 1988, 12(2): 143-151.
- [26] 文启忠, 郑洪汉, 韩家楸, 等. 甘肃陇西盆地的黄土[J]. 地理科学, 1982, 2(3): 202-207.
- [27] 郑洪汉. 黄河中游全新世黄土[J]. 地球化学, 1984(3): 238-245.
- [28] 徐馨. 中国全新世研究[M]. 贵阳: 贵州人民出版社, 1990.
- [29] 刘东生, 安芷生. 黄土·第四纪地质·全球变化 3[M]. 北京: 科学出版社, 1992.
- [30] 施雅风. 中国北方第四纪冰川与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 243-248.
- [31] 刘东生, 安芷生. 黄土·第四纪地质·全球变化 2[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 10-16.
- [32] An Zhisheng, Kukla G, Porter S C, et al. Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau [J]. Catena, 1991, 8: 125-132.
- [33] Jing Tao, Chen Minte, Xu Shiyuan. A Holocene environmental record from the southern Yangtze River delta, eastern China [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 230: 204-229.
- [34] Liu Kam-biu, Sun Shunca, Jiang Xinhe. Environmental change in the Yangtze River Delta since 12,000 years B.P. [J]. Quaternary Research, 1992, 38: 32-45.
- [35] Tang Lingyu, Shen Caiming, Zhao Xitao, et al. The vegetation and the climate during the last 10,000 yr. BP in Qingfeng profile of Jianghu, Jiangsu [J]. Science in China, 1993, 23: 637-643.
- [36] 孙顺才, 伍贻范. 太湖形成演变与现代沉积作用[J]. 中国科学: B 辑, 1987, 30: 1329-1339.
- [37] 鄱阳湖研究委员会. 鄱阳湖研究[M]. 上海: 上海科技出版社, 1987: 63-69.
- [38] Xu Xin, Zhu Minglun. Changes in the vegetation and environment in the Zhenjiang region since 15,000 years ago[J]. Acta Geographica Sinica, 1984, 39: 277-284.
- [39] Shinya Yamamoto, Kimitaka Kawamura, Osamu Seki, et al. Paleoenvironmental significance of compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ variations in n-alkanes in the Hongyuan peat sequence from southwest China over the last 13 ka [J]. Organic Geochemistry, 2010, 41: 491-497.
- [40] 沈吉, 杨丽原, 羊向东, 等. 全新世以来云南洱河流域气候变化与人类活动的湖泊沉积纪录[J]. 中国科学: D 辑, 2004, 34(2): 130-138.
- [41] Song Xieliang. Palaeolimnological Studies on the Limestone District in Central Yunnan[M]. Beijing: Science and Technology Press, 1994.
- [42] 杨建强, 崔之久, 易朝露, 等. 云南点苍山全新世以来的冰川湖泊沉积[J]. 地理学报, 2004, 59(4): 525-533.
- [43] 中澳合作集团. 第四纪研讨会[M]. 北京: 科学出版社, 1987: 56-67.
- [44] 孙湘君, 吴玉书. 云南省滇池地区全新世植被历史与环境变化[M]. 中国和澳大利亚第四纪地质学术座谈会, 北京: 科学出版社, 1987.
- [45] Jarvis D I. Pollen evidence of changing Holocene monsoon climate in Sichuan Province, China[J]. Quaternary Research, 1993, 39: 325-337.
- [46] 中国科学院南京地理与湖泊研究所. 云南断陷湖泊环境与沉积[M]. 北京: 科学出版社, 1989.
- [47] Song Xieliang. Palaeolimnological Studies on the Limestone District in Central Yunnan[M]. Beijing: Science and Technology Press, 1994.
- [48] 琳树基. 草海的演化[M]. 贵阳: 贵州人民出版社, 1987: 7-38.
- [49] 杨保. 小冰期以来中国十年尺度气候变化时空分布特征的初步研究[J]. 干旱区地理, 2001, 24(1): 67-73.
- [50] 夏正楷. 第四纪环境学[M]. 北京: 中国大学出版社, 1997.

(上接第 26 页)

(6) 当一级和二级径流泥沙混合装置的最优参数(一级径流泥沙混合装置: 桶高 $H150\text{ mm} \times$ 直径 $\Phi 200\text{ mm}$; 二级泥沙混合装置: 桶高 $H40\text{ mm} \times$ 直径 $\Phi 60\text{ mm}$) 确定后, 泥沙混合装置内几乎无淤积, 在次降雨前后装置无需清理。

(7) 依据野外径流速度和泥沙含量, 实验是在设定的流量为 $100 \sim 5\,000\text{ cm}^3/\text{s}$ 所确定的参数, 适用于标准径流小区 100 m^2 和野外 1 hm^2 田块尺度的水土流失观测。

参考文献:

- [1] 刘宝元. 水土流失监测的概念、种类与方法[J]. 水土保持

通报, 2007, 27(4): 封 2.

- [2] 叶芝菡. 北京山区养分流失机理与模拟[D]. 北京: 北京师范大学, 2005.
- [3] 史明昌, 李智广. 新技术在我国水土保持中应用[J]. 水土保持研究, 2005, 12(2): 1-3.
- [4] 张兴义. 一种可移动式地表径流观测装置[P]. 中国, ZL200610163240. 9, 2009.
- [5] 庞玲, 张科利, 朱明, 等. 泥沙沉降速度实验研究方法回顾与评述[J]. 人民黄河, 2006, 28(5): 50-52.
- [6] 詹咏, 曾小为. 泥沙沉降速度研究进展及其影响因素分析[J]. 人民长江, 2001, 32(2): 23-24.
- [7] 余常昭. 紊动射流[M]. 北京: 高等教育出版社, 1993.