

文章编号:1000-694X(2012)03-618-07

中国干旱、半干旱区近千年来沙漠化 对气候变化的响应

花婷¹, 王训明¹, 次珍², 张彩霞¹, 郎丽丽¹

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 沙漠与沙漠化重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 拉萨市气象局, 西藏 拉萨 850000)

摘要: 过去近千年来中国北方干旱、半干旱区沙漠化对气候变化有明显的响应,但响应的时间和幅度均存在区域差异。在中世纪温暖期,西部沙区温暖干旱,沙漠化表现为正过程;青藏高原地区沙漠化对气候变化的响应则不统一;中东部沙区为暖湿气候,发生逆过程。在小冰期,西部沙区寒冷且相对湿润,沙漠化发生逆转;青藏高原区沙漠化的响应并不明显;中东部沙区气候寒冷干燥,沙漠化加速。在 20 世纪暖期,西部沙区和青藏高原区总体上气候呈现暖干化特征,沙漠化发展;而中东部沙区沙漠化则在逆转,但在末期沙漠化有发展的趋势。总体上,西部沙区在暖期沙漠化发生明显的正过程,冷期逆过程明显;东部沙区在暖期沙漠化发生逆转,冷期正过程加速;青藏高原区沙漠化正逆过程主要表现为振荡形式。

关键词: 气候重建; 干旱、半干旱区; 沙漠化; 响应

中图分类号: X144 **文献标识码:** A

中国北方干旱、半干旱区年降水量一般小于 400 mm,沙漠、沙地、戈壁广布,是旱作农业和畜牧业活动地区^[1],由于主要受大陆性气候控制,降水量少且蒸发量高,风沙活动强烈,沙漠化正逆过程频繁^[2-5]。一般而言,气候的干旱和风沙活动加强将导致沙漠化发展,植被退化,固定和半固定沙丘活化,出现沙漠化正过程;气候湿润和风沙活动减弱诱使沙丘活动性降低,流沙固定、退缩,出现沙漠化逆过程^[6]。目前,对现代沙漠化正逆过程及其起因有大量研究^[2-7],但在高分辨率条件下对历史时期沙漠化正逆过程及其对气候变化的响应研究较少。

在北方干旱、半干旱区,由于器测资料的时间长度及分布范围限制,只能通过代用指标来重现气候演变的历史,参考历史文献及考古等所得到的沙漠化记录,进而分析沙漠化对气候变化的响应。由于代用指标同时包含气候和非气候因子,而气候因子又包括降水、温度和风速等内容,甚至同一代用指标在不同地区所指代的气候因子都可能有所不同。例如在降水丰沛的地区,温度通过光合作用限制树轮宽度,轮宽一般表征温度的变化量^[8];而在降水量少的地区,则表征降水的变化量^[9];此外,甚至在同一林区,上林线表征气温而下林线则表征降水^[10]。因此,代用指标

的不确定性要求进行具体分析。相比较而言,历史文献和考古记录的信息则比较明确,不像自然代用指标那么复杂,但在中国北方干旱、半干旱区,文献记录在时空上分布不均且非常稀少,时间上也不连续,记录中所指代的季节与现代相比较也有所差异,因此,必须经过校准,根据文献和考古记录所得到的结果与器测数据在重叠时段内做相关分析,进而判断代用资料主要指代的气候信息^[11]和沙漠化对其的响应。

另一方面,历史时期以来,在中国干旱、半干旱区不同的地域,沙漠化过程或被风沙环境演变所主导,或受降水的制约,或被温度变化所控制,或被地下水资源的变化所影响。但历史时期尤其是工业革命时期以前,沙漠化主要由气候变化所主导则是不可辩驳的事实^[6,12-13]。在中国干旱、半干旱区,虽然不同学者所作的自然区划略有不同^[6,14],但大体上均将昆仑-祁连山以南的地区划分为青藏高原区,以北则又大致以贺兰山为界,分为中东部和西部沙区(图 1)。中东部沙区受夏季风控制,间冰期夏季风增强并向西推进,降水增加,沙漠化发生逆过程;冰期夏季风减弱并南退,使部分原被季风覆盖的区域成为季风边缘区,降水减少,冬季风加强,风沙活动增加,沙漠化发生正过程^[3,15-16]。例如,在全新世中

收稿日期:2011-08-10; 改回日期:2011-09-20

基金项目:国家自然科学基金项目(41071008)和国家科技支撑计划项目(2012BAC19B09)共同资助

作者简介:花婷(1987—),女,宁夏灵武市人,博士研究生,主要从事沙漠化演变与气候变化方面的研究。Email: hactgexin@lzb. ac. cn

期的大暖期,毛乌素沙地发育了较厚的黑色砂质古土壤^[17],而科尔沁地区在这一时期也以沙漠化逆过程为主^[18],浑善达克沙地则发育了砂质古土壤并形成疏林草原景观^[19]。西部沙区由于很少受夏季风降水影响,降水少而蒸发量高,温暖期降水量没有明显的变化^[13,15],但蒸发量增加导致土壤相对含水量下降,发生沙漠化正过程;但寒冷期蒸发量减少使土壤含水量相对增加,出现沙漠化逆过程^[15]。例如,塔克拉玛干沙漠周边地区在暖期发生了明显的沙漠化正过程;而冷期沙漠化则发生逆转^[13]。在青藏高原区,沙漠化区域主要包括柴达木盆地、共和盆地、青海湖盆地以及三江源地区^[20],寒冻物理风化产生丰富的沙源物质,风沙活动强烈^[20-21]并主导了这一

区域的沙漠化过程。高海拔也使其对气候变化较其他地区更为敏感^[22-23]。例如,青藏高原北缘的哈拉湖在冷期易出现冷湿气候,湖水淡化,周边区域发生沙漠化逆过程^[24]。此外,地质、历史记录以及考古学证据表明,近千年来中国干旱、半干旱地区沙漠化过程与气候变化密切相关(表 1)。这些历史记录和考古学证据等为我们分析沙漠化对气候变化的响应提供了坚实的基础。由于不同区域沙漠化对气候变化的响应有所不同,因此,在前人深厚的研究基础上,笔者就近千年来中国干旱、半干旱区沙漠化对气候变化的响应作初步的分析,并在此基础上对 3 个典型时期(中世纪温暖期,小冰期和 20 世纪温暖期)沙漠化在不同区域对气候变化的响应进行讨论。

表 1 地质、历史记录以及考古学证据^[25-44]显示的近千年来中国干旱、半干旱地区的沙漠化过程

Table 1 Desertification development and reversion cycles over the past millenium in arid and semiarid China documented by geological and historic records and archeological evidences^[25-44]

地区	中世纪暖期	小冰期	现代暖期
西部沙区	塔里木盆地南缘 AD990—1320 年多个古城废弃 ^[25]	明代民勤绿洲面积扩大 ^[26]	塔里木盆地 AD1750 年有 5 个古城被废弃 ^[25]
	民勤绿洲 AD900—1300 年退缩 ^[26]	策勒绿洲剖面孢粉组合显示 AD1400—1650 年为荒漠草原环境 ^[27]	民勤绿洲周围在 19 世纪前半叶沙漠化加剧 ^[26]
	策勒绿洲的两个剖面孢粉组合显示 AD950—1400 年为荒漠环境 ^[27]	克里雅河绿色走廊小冰期横穿塔克拉玛干沙漠 ^[29]	西部沙区很多湖泊在 20 世纪干涸 ^[30]
	河西走廊古绿洲的沙漠化过程大多发生在约 AD900—1300 年 ^[28]		
青藏高原区	青海湖东北岸的沙漠化在 AD950—1450 年仍在持续 ^[31]	柴达木东北缘沉积在 AD1350 年中值粒径快速减小,以砂质黄土为主 ^[32]	柴达木盆地 20 世纪末草场退化,风沙活动强 ^[34]
	柴达木盆地东南缘风成沉积记录显示在 AD1020—1350 年粗颗粒含量多,以风成沙为主 ^[32]		
	青海湖南岸黄土剖面显示 AD600—AD900 年开始发育土壤 ^[33]		
东部沙区	毛乌素沙地东南缘的剖面显示沙漠化环境有所恢复 ^[35]	毛乌素沙地 AD1600 年沙漠活化 ^[35] ;毛乌素沙地东缘的剖面显示 0.29 ka BP 前后沉积物为砂层,沙地活化 ^[40]	浑善达克沙地 AD1800 年以来发育砂黄土,沙地相对半固定 ^[43]
	科尔沁沙地在 AD900—1100 年河湖众多、植被发达,沙漠化并不严重 ^[36] ;西辽河流域在中世纪存在大型食草动物,以森林草原为主 ^[37]	科尔沁沙地 AD1200—1500 年沙漠化仍在继续 ^[41] ;西辽河流域 AD1600—1900 年大型肉食动物消失,植被退化 ^[37]	鄂尔多斯中北部泊江海子地区剖面显示自 AD1730—1985 年孢粉增加,孢粉资料代表了现代植被为典型的草原 ^[44]
	浑善达克剖面 AD1000—1210 年为砂质古土壤,沙漠固定植被覆盖 ^[38]	浑善达克剖面显示小冰期较厚的风沙沉积 ^[42]	
	呼伦贝尔沙地 AD1110—1450 年发育砂质土壤 ^[39]		

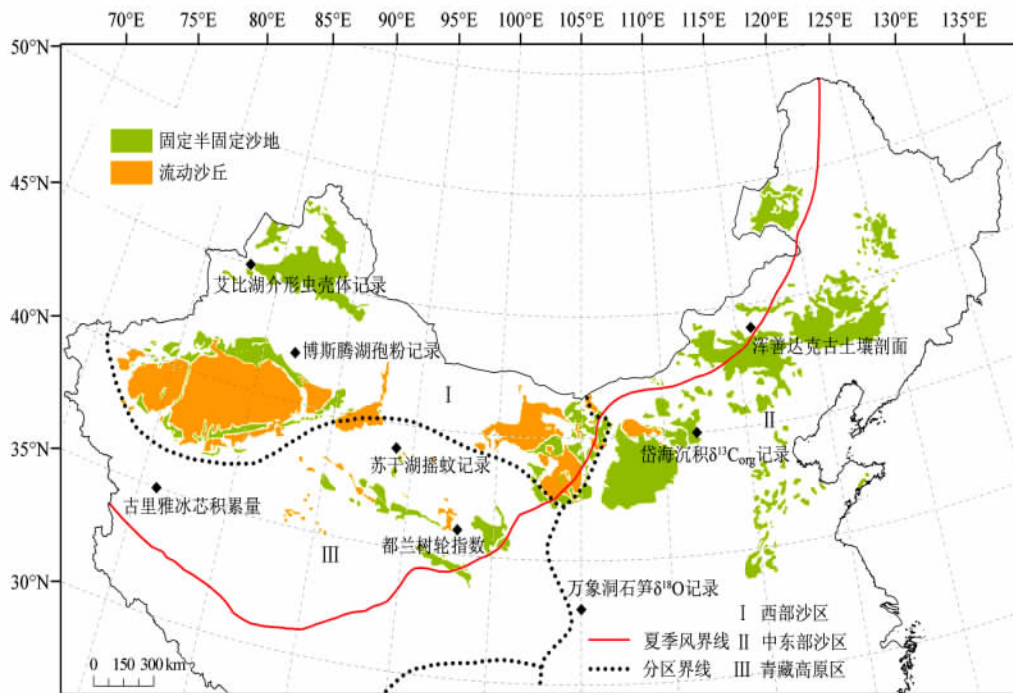


图 1 中国干旱、半干旱区区划及代用指标所在地理位置^[14]

Fig. 1 Delimitations of arid and semiarid regions in China and locations of proxies used in this study^[14]

1 结果分析

在西部沙区,我们选择博斯腾湖分辨率为 10~30 a 的孢粉记录^[45]和艾比湖平均分辨率为 10 a 左右的介形虫壳体记录^[46];在青藏高原区,选择苏干湖年纹层的 10 a 分辨率摇蚊重建值^[47]、都兰树轮序列^[48]和 10 a 分辨率的古里雅冰芯记录^[49];在中东部沙区,选择分辨率为 2.5 a 的万象洞石笋记录^[50]、10 a 分辨率的岱海湖泊沉积^[51]以及分辨率 50 a 左右的海善达克古土壤剖面^[42],将代用资料高(低)于平均值持续 10 a 以上作为一个时段,根据其环境指示意义判断这一时段的环境变化,并结合地质、历史文献和考古记录(表 1),重建过去近千年来沙漠化对气候变化的响应(图 2)。

在西部沙区,博斯腾湖的孢粉记录^[45]显示,自 AD1000—1500 年,蒿藜比(A/C)处于低值,区域发生显著的沙漠化正过程;而自 AD1500—1900 年,蒿藜比普遍偏高,气候湿润,发生明显的沙漠化逆过程;自 AD1900 年以后蒿藜比又在波动中下降,沙漠化发生正过程。艾比湖介形虫壳体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ^[46] 在 AD900—1470 年期间虽有波动,但是普遍处于高值区,指示了这一阶段气候干旱,沙漠化发生正过程;而自 AD1470 年后, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 降低,在 AD1520 年达到最低值并持续到 AD1850 年,这段时期气候湿润,沙

漠化逆转;AD1850 年后, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 持续偏高,气候干旱,沙漠化发展,但 20 世纪末有沙漠化逆转的振荡。

在青藏高原区,都兰树轮指数^[48]显示 AD800—1030 年气候适宜,沙漠化逆转,但在 AD900—930 年期间发生小幅正过程振荡;自 AD1030—1360 年,轮宽指数一直处于低值,沙漠化发展;自 AD1360 年之后虽主要以逆转为主,但分别在 AD1450—1500 年,1580—1630 年,1680—1730 年,1800 年左右,1930 年左右,1980 年左右有正过程振荡。古里雅冰芯记录^[49]也显示,800—1570 年期间低降水量导致沙漠化发展;而在 AD1570—1850 年期间,冰芯积累量增加,气候湿润,发生沙漠化逆过程;1850 年之后冰芯积累量明显波动,虽总体处于低值,但末期有高值的出现,指示了这一区域沙漠化发生正过程的同时,存在逆过程的波动。苏干湖摇蚊盐度记录^[47]则显示,AD1000—1550 年期间湖泊盐分偏高,气候普遍干旱,沙漠化加剧,但在 AD1200 年和 AD1500 年左右发生逆过程的波动;在 1550—1840 年期间,盐度值虽振荡明显,但总体处于低值,气候湿润,沙漠化逆转;1840 年以后湖泊盐分快速增加,并在 1850 年左右到达最高值,此后虽缓慢下降,但仍处于高值区,沙漠化发展。

在中东部沙区,万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[50]显示,在 AD800—1350 年期间,沙漠化退缩,但在 AD850—

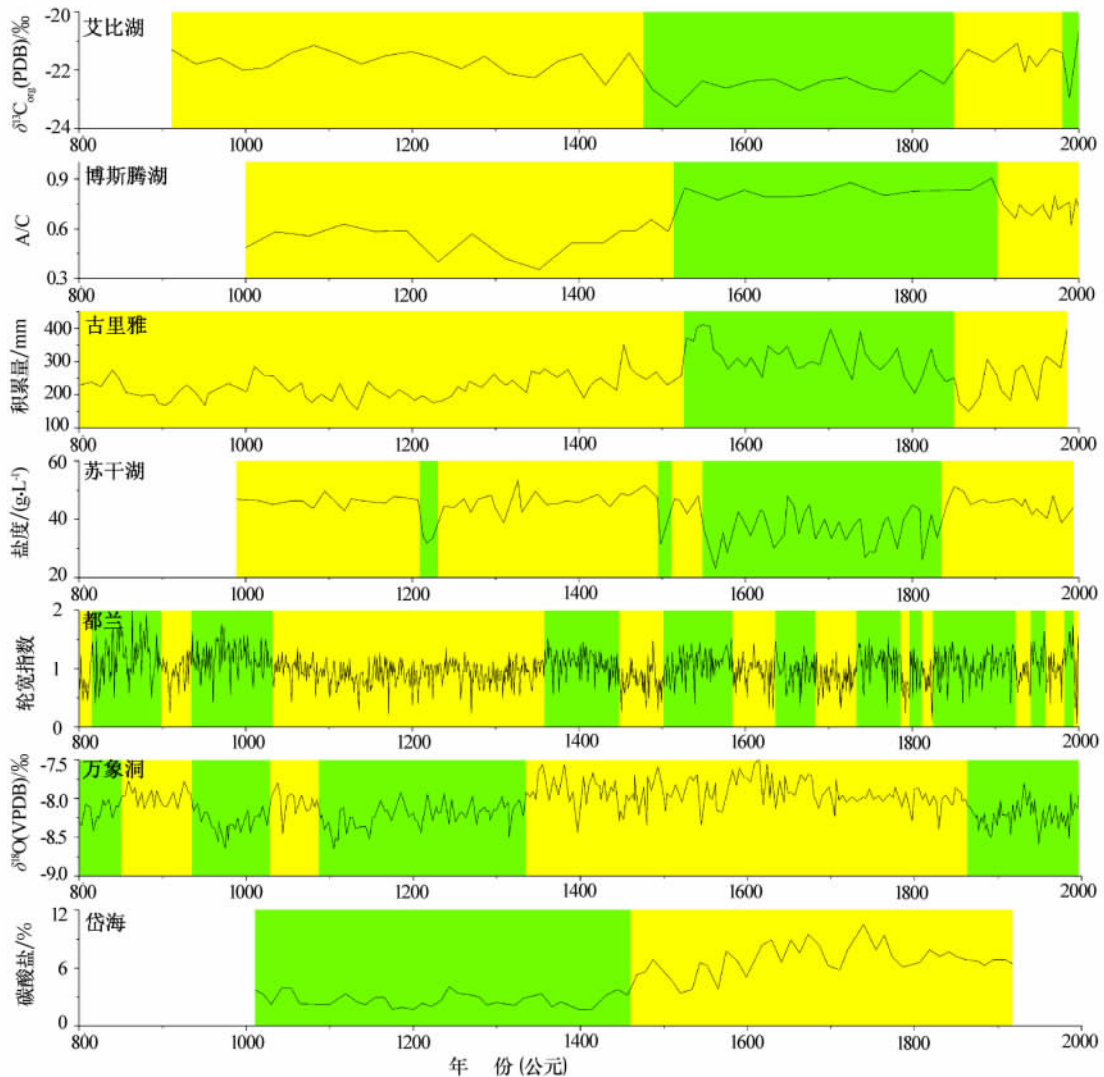


图 2 不同区域近千年来沙漠化对气候变化的响应

(黄色指示正过程阶段,绿色指示逆过程阶段。图中数据分别来源于文献[44—50])

Fig. 2 Desertification development and reversion cycles in arid and semiarid regions of China over the past millennium

940 年以及 AD1040—1070 年有短期的沙漠化正过程;AD1350—1860 年期间,夏季风弱导致了降水减少,沙漠化发展;AD1860 年以后,夏季降水增多,沙丘活动性降低。岱海沉积的碳酸盐含量^[51]也显示自 940—500 a BP(AD1010—1450)发生沙漠化逆过程;而 500 a BP 以后则以正过程为主。

2 讨论

2.1 中世纪暖期沙漠化对气候变化的响应

中世纪暖期主要指 AD900—1300 年时期,对其成因机理目前仅有少量的研究^[43,52]。尽管中世纪暖期是一个全球性现象,但不同地区温度变化幅度以及峰值出现的时间并不相同^[53]。例如,Wang 等^[54]认为中国东部有两个明显的暖期(9 世纪晚期和 11 世纪晚期),

而西部没有显著的暖期;葛全胜等^[55]认为 930s—1310s 为暖期,其中存在 1080s—1100s 和 1230s—1250s 两个暖峰,后者为过去 2 000 a 来最暖的 30 a。

在西部沙区,博斯腾湖沉积物中的碳酸盐含量^[45]显示,在 1000—1500AD 时期气温较高,沉积物粒径偏细和蒿藜比低指示气候干旱;艾比湖周边地区,介形虫壳体同位素记录显示,AD1150—1380 年期间,气候总体较暖且偏干^[46]。总体上,在中世纪温暖期,蒸发量增加和相对湿度的降低导致了我国西部沙区主要发生沙漠化正过程,而这也被历史记录所证实^[56]。在青藏高原区,苏干湖沉积中的摇蚊记录显示湖水盐度较高,古里雅冰芯的积累量处于低值, $\delta^{18}O$ 也指征了温度没有显著升高^[49],这些沉积记录的周边地区,中世纪暖期沙漠化正逆过程并不十分明显;然而,都兰树轮宽度自 810—

1030AD 显著增加,沙漠化发生了明显的逆过程,但在 906—920AD 出现一个短时期的严重干冷阶段,沙漠化正过程显著^[48]。在青藏高原不同区域,沙漠化对气候变化的响应有所不同。这主要是,青藏高原东北缘是夏季风的边缘,受夏季风的影响,而高原西部则不受夏季风的影响。在中东部沙区,万象洞石笋记录显示中世纪暖期夏季风加强,岱海沉积记录也显示 980~740 a BP(970sAD—1210sAD)时期湖泊水位高,气候温暖湿润^[51];在浑善达克沙地,大约在 850~1050 a BP(公元 900s—1100s)期间发育了古土壤,流沙得到固定,中世纪温暖期东部沙区处于沙漠化逆过程时期,并被历史文献和考古记录所证实^[42]。

2.2 小冰期沙漠化对气候变化的响应

小冰期指主要发生在 1500s 至 1850s 全球性的气候变冷事件。虽然并没有称之为小冰期,竺可桢^[57]认为中国地区主要出现在 1470—1520 年,1620—1720 年和 1840—1890 年期间;Wang 等^[54]认为发生在 1450—1890AD,并分为 12 世纪早期,14 世纪、15 世纪晚期、17 世纪和 19 世纪;葛全胜等^[55]则认为 1320s—1910s 为寒冷期,含有 4 个冷谷,其中 1650s—1670s 是过去 2000 年中最冷的 30 a。

在西部沙区,小冰期博斯腾湖沉积物^[45]平均粒径变大,降水增加、径流补给增加,处于冷湿气候状态;艾比湖地区在 1500—1860AD 期间气候偏冷偏湿^[46],克里雅河在这段时期由于径流量增加而注入塔里木河^[58],在小冰期期间,西部沙区发生了沙漠化逆过程。在青藏高原区,在高原北部,苏干湖盐度处于低值阶段^[47],气候湿冷,沙漠化逆转;在高原西部,小冰期可分为 5 个亚时段的冷湿时期,但基本上处于冷湿的气候状态,沙漠化发生微弱的逆转;然而,高原北部(都兰及其邻近地区)沙漠化正、逆过程不明显,但在 1450s—1510s、1640s—1720s 和 1790s—1820s 期间发生了正过程^[48]。总体上,在小冰期,青藏高原沙漠化对气候变化的响应不十分明显。在中东部沙区,万象洞石笋纹层显示东亚夏季季风强度较弱;岱海沉积显示温度降低,浑善达克古土壤剖面显示小冰期时期出现了较厚的风沙沉积,气候干旱,风沙活动强烈,发生强烈的沙漠化正过程^[42]。

2.3 20 世纪暖期沙漠化对气候变化的响应

中国干旱、半干旱区沙漠化对 20 世纪暖期的响应也有所不同。在西部沙区,博斯腾湖湖相沉积中蒿藜比显示有效湿度虽然降低,但比中世纪暖期高^[45],

说明沙漠化强度不及中世纪暖期;艾比湖壳体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 则显示了暖干的气候型^[46],发生沙漠化的正过程,而这也对现代沙漠化过程的研究证实^[30,59]。在青藏高原区,高原北部水体盐度较高^[47],主要表现为暖干气候组合,但又存在变湿的趋势,说明沙漠化在发生正过程的同时,又存在逆过程的波动,并被过去近 50 a 来的沙漠化监测结果所证实^[60];在高原西部,自 1930s 以来气温升高但不连续,冰芯积累量显示降水增加幅度并不大,降水增加量不足以抵消升温造成的蒸发量增加,沙漠化发展^[34]。在中东部沙区,1880s 以后夏季风加强并一直持续到 1960s,显示了东部沙区 1880s 至 1960s 发生沙漠化逆过程^[57,61]。然而,由于 1960s 后夏季风的强迫项由太阳辐射的自然因子向人类活动所产生的温室气体和气溶胶转变^[15],造成了夏季风变化与沙漠化正逆过程的关系难以得到合理的解释;在中东部沙区,20 世纪气温逐步回升,降水量增加,气候温湿^[62],沙漠化发生明显的逆转^[63],但自 20 世纪后期以来,有机质和碳酸钙含量趋于减少则显示了暖干化趋势^[63-65]。中东部尤其是东部沙区的沙漠化正逆过程或多或少受到人类活动的明显影响^[66-67],在这一地区,沙漠化除对气候变化有所响应外,人为因素在沙漠化所起的作用也不能忽略。

3 初步结论

中国北方干旱、半干旱区过去近千年以来干湿冷暖组合使沙漠化对其有不同的响应。总体上,西部沙区在暖期由于干暖的组合发生沙漠化正过程,而冷期由于冷湿的组合发生沙漠化逆过程。在青藏高原地区,过去近千年来虽然气候有一定的波动,但是,由于冷暖干湿组合的过程不十分明显,这一区域沙漠化没有强烈的正逆过程发生。在中东部沙区,由于深受夏季风的影响,过去近千年来,在暖期往往表现为暖湿、而冷期则出现冷干组合的气候类型,因此,沙漠化对其有非常明显的响应。

从 3 个典型的时期(MWP、LIA 和 CWP 时期)中国干旱、半干旱地区沙漠化对其的响应分析,虽然 MWP 时期东西部沙区均表现为温暖气候,但西部沙区发生沙漠化正过程,而中东部则主要表现为逆过程,青藏高原区则表现不一。LIA 时期时,西部沙区气候冷湿,沙漠化发生逆转;中东部沙区气候冷干,沙漠化发展;而在青藏高原地区,沙漠化正逆过程对其的响应不十分明显。在 CWP 时期,西部沙区主要表现为沙漠化的正过程,但其中也存在逆过程的波动;青藏高原区基本为暖湿的气候,沙漠化在

发生逆转;中东部沙区虽然主要表现为沙漠化逆过程,但是在后期也存在正过程的波动。

在千年尺度及在高分辨率基础上,探索中国干旱、半干旱区沙漠化过程对气候变化响应的研究仍很少,目前也仅有少量的个案研究,而没有综合分析。因此,在高分辨率气候变化研究的基础上,结合历史、考古以及其他人文记录,探讨沙漠化对气候变化的响应,是沙漠科学亟待解决的问题。

参考文献(References):

- [1] 朱震达,吴正,刘恕,等.中国沙漠概论[M].北京:科学出版社,1980:1-8.
- [2] 董光荣,高尚玉,金炯,等.毛乌素沙漠的形成、演变和成因问题[J].中国科学,1988,6:633-642.
- [3] 高尚玉,陈渭南,靳鹤龄,等.全新世中国季风区西北缘沙漠演化初步研究[J].中国科学(B辑),1993,23(2):202-208.
- [4] 裘善文.试论科尔沁沙地的形成与演变[J].地理科学,1989,9(4):317-328.
- [5] 朱震达.中国土地荒漠化的概念、成因与防治[J].第四纪研究,1998,2:145-155.
- [6] 董光荣,陈惠忠,王贵勇,等.150 ka 以来中国北方沙漠、沙地演化和气候变化[J].中国科学(B辑),1995,25(12):1303-1312.
- [7] 朱震达.全球变化与荒漠化[J].地质前缘,1997,4(1-2):213-219.
- [8] 党海山.秦巴山地亚高山冷杉林对区域气候的响应[D].武汉:中国科学院,2007.
- [9] 刘录三,邵雪梅,梁尔源,等.祁连山中部祁连圆柏生长与更新方式的树轮记录[J].地理研究,2006,25(1):3-61.
- [10] 张同文,魏文寿,袁玉江,等.阿勒泰西部树轮年表特征分析[J].中国沙漠,2007,27(6):1040-1047.
- [11] 葛全胜,郑景云,方修琦,等.过去2000年来中国东部冬半年温度变化[J].第四纪研究,2002,22(2):166-173.
- [12] 董光荣,靳鹤龄,陈惠忠,等.中国北方半干旱和半湿润地区沙漠化的成因[J].第四纪研究,1998,2:136-144.
- [13] 董光荣,申建友,金炯.试论全球气候变化与沙漠化的关系[J].第四纪研究,1990,1:91-98.
- [14] 罗开富.中国自然地理分区草案[J].地理学报,1954,20(4):380-394.
- [15] 董光荣,王贵勇,金炯,等.要重视全球变化对我国北方沙区可能影响的研究[J].地球科学进展,1992,7(5):403-406.
- [16] 李保生,董光荣,高尚玉,等.陕西北部榆林第四纪地层剖面的粒度分析与讨论[J].地理学报,1988,43(2):127-132.
- [17] 高尚玉,王贵勇,哈斯,等.末次冰期以来中国季风区西北边缘沙漠演化研究[J].第四纪研究,2001,21(1):66-71.
- [18] 董光荣,金炯,李保生,等.科尔沁沙地沙漠化的几个问题——以南部地区为例[J].中国沙漠,1994,14(1):1-9.
- [19] 李森,孙武,李孝泽,等.浑善达克沙地全新世沉积特征与环境演变[J].中国沙漠,1995,15(4):323-331.
- [20] 王涛.中国沙漠与沙漠化[M].石家庄:河北科技出版社,2002:700-726.
- [21] 黄青兰.柴达木盆地干旱成因分析[J].青海气象,2003,2:33-34.
- [22] 郑度,林振耀,张雪芹.青藏高原与全球环境变化研究[J].地学前缘,2002,9(1):95-102.
- [23] 姚檀栋,刘晓东,王宁练.青藏高原地区的气候变化幅度问题[J].科学通报,2000,45(1):98-106.
- [24] 曹洁,张家武,张成君,等.青藏高原北缘哈拉湖近800年来湖泊沉积及其环境意义[J].第四纪研究,2007,27(1):100-107.
- [25] 俎瑞平,高前兆,钱鞠,等.2000年来塔里木盆地南缘绿洲环境演变[J].中国沙漠,2001,21(2):122-128.
- [26] 颜耀文,陈发虎,王乃昂.近2000年来甘肃民勤盆地绿洲的空间变化[J].地理学报,2004,59(5):662-670.
- [27] 钟巍,熊黑钢,王立国,等.塔里木盆地南缘策勒绿洲近4000年来的环境变化[J].地理科学,2004,24(6):687-692.
- [28] 李并成.河西走廊汉唐古绿洲沙漠化的调查研究[J].地理学报,1998,53(2):106-115.
- [29] 杨小平.绿洲演化与自然和人为因素的关系初探——以克里雅河下游地区为例[J].地学前缘,2001,8(1):83-89.
- [30] 樊自立,马英杰,王让会.历史时期西北干旱区生态环境演变过程和演变阶段[J].干旱区地理,2005,28(1):10-15.
- [31] 周笃珺,陈宝华,李世蓉.4200年来青海湖盆地植被及环境的演变[J].青海环境,1996,6(3):109-112.
- [32] 牛光明.近5000 a 来柴达木盆地东南缘风成沉积记录的冬季风演变[D].兰州:兰州大学,2009.
- [33] 陈发虎,汪世兰,张维信,等.青海湖南岸全新世黄土剖面、气候信息及湖面升降探讨[J].地理科学,1991,11(1):76-85.
- [34] 王发科,苟日多,杰祁贵明,等.柴达木盆地气候变化对荒漠化的影响[J].干旱气象,2007,25(3):28-33.
- [35] 黄银洲,王乃昂,何彤慧,等.毛乌素沙地历史沙漠过程与陆地关系[J].地理科学,2009,29(2):206-211.
- [36] 冯季昌,姜杰.论科尔沁沙地的历史变迁[J].中国历史地理理论丛,1996,4:105-120.
- [37] 王守春.10世纪末西辽河流域沙漠化的突进及其原因[J].中国沙漠,2000,20(3):238-242.
- [38] 周亚利,鹿化煜, Mason J A,等.浑善达克沙地的光释光年代序列与全新世气候变化[J].中国科学(D辑),2008,38(4):452-462.
- [39] Li S, Sun J. Optical dating of Holocene dune sands from the Hulun Buir Desert, northeastern China[J]. Holocene, 2006, 16:457-462.
- [40] 周亚利,鹿化煜,张家富,等.高精度光释光测年解释的晚第四纪毛乌素和浑善达克沙地沙丘的固定与活化过程[J].中国沙漠,1998,18(3):342-350.
- [41] 张柏忠.北魏至金代科尔沁沙地的变迁[J].中国沙漠,1991,11(1):36-43.
- [42] 靳鹤龄,苏志珠,孙忠.浑善达克沙地全新世中晚期地层化学元素特征及其气候变化[J].中国沙漠,2003,23(4):366-371.
- [43] 靳鹤龄,苏志珠,孙忠.浑善达克沙地全新世中晚期地层化学元素特征及其气候变化[J].中国沙漠,2003,23(4):366-371.
- [44] 杨志荣,张梅青.鄂尔多斯泊江海子地区800余年来的气候与环境变化[J].湖南师范大学自然科学学报,1997,20(4):74-81.
- [45] Chen F, Huang X, Zhang J, et al. Humid Little Ice Age in arid central Asia documented by Bosten Lake, Xinjiang, China[J].

- Science in China(Series D), 2006, 49(12): 1280—1290.
- [46] 吴敬禄, 刘建军, 王苏民. 近 1500 年来新疆艾比湖同位素记录的气候环境演化特征[J]. 第四纪研究, 2004, 24(5): 585—590.
- [47] 陈建徽, 陈发虎, 张恩楼, 等. 柴达木盆地苏干湖年纹层岩芯摇蚊记录的过去 1000 年干旱区湿度变化及其意义[J]. 科学通报, 2009, 54(20): 3127—3135.
- [48] Zhang Q B, Cheng G D, Yao T D, et al. A 2326-year tree-ring record of climate variability on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(14): 1739.
- [49] Shi Y, Yao T. Decadal climatic variations recorded in Guliya ice core and comparison with the historical documentary data from east China during the last 2000 years[J]. Science in China(Series D), 1999, 42: 91—100.
- [50] Zhang P, Cheng H, Edwards L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record[J]. Science, 2008, 322: 940—942.
- [51] 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[J]. 地理科学, 2000, 20(5): 391—396.
- [52] 刘健, 高建慧, 王苏民. 中世纪暖期温度变化的模拟[J]. 湖泊科学, 2006, 18(2): 97—105.
- [53] 左昕昕, 靳鹤龄. 中世纪暖期气候研究综述[J]. 中国沙漠, 2009, 29(1): 136—142.
- [54] Wang S, Gong D. Climate in china during the four special periods in Holocene[J]. Progress in Natural Science, 2002, 10(5): 379—386.
- [55] 葛全胜, 郑景云, 满志敏, 等. 过去 2000 a 中国温度变化研究的几个问题[J]. 自然科学进展, 2004, 14(1): 449—455.
- [56] 舒强, 钟巍熊, 黑钢. 塔里木盆地近 4 来的气候变迁与古人类文明兴衰[J]. 人文地理, 2003, 18(3): 87—91.
- [57] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究[J]. 中国科学, 1973, (1): 168—189.
- [58] Yang X, Zhu Z, Jaekel D, et al. Late Quaternary palaeoenvironment change and landscape evolution along the Keriya River, Xinjiang, China: The relationships between high mountain glaciation and landscape evolution in foreland desert regions [J]. Quaternary International, 2002, 97—98: 155—166.
- [59] 韩春鲜, 谢雪梅. 塔里木河下游政区与交通变化所反映的历史环境变迁[J]. 中国沙漠, 2010, 30(3): 477—482.
- [60] 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨[J]. 第四纪研究, 2003, 23(2): 152—164.
- [61] 张德二. 中国历史气候记录揭示的千年干湿变化和重大干旱事件[J]. 科技导报, 2004, 8: 47—49.
- [62] 许清海, 肖举乐, 中村俊夫, 等. 孢粉记录的岱海盆地 1500 年以来气候变化[J]. 第四纪研究, 2004, 24(3): 341—347.
- [63] 武健伟, 鲁瑞洁, 赵廷宁. 湖泊沉积记录的近 500 年来浑善达克沙地气候环境变化[J]. 中国水土保持科学, 2004, 2(4): 42—47.
- [64] 尚可政, 董光荣, 王式功, 等. 我国北方沙区气候变化对全球变暖的响应[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 387—392.
- [65] 邓振镛, 张强, 宁惠芳, 等. 西北地区气候暖干化对作物气候生态适应性的影响[J]. 中国沙漠, 2010, 30(3): 633—639.
- [66] 王长松. 中国历史时期沙尘暴研究进展[J]. 中国沙漠, 2010, 30(5): 1182—1185.
- [67] 房世波, 许端阳, 张新时. 毛乌素沙漠化过程及其气候因子驱动分析[J]. 中国沙漠, 2009, 29(5): 796—801.

Responses of Desertification to Climate Change in Arid and Semiarid Regions of China Over the Past Millennium

HUA Ting¹, WANG Xun-ming¹, Cizhen², ZHANG Cai-xia¹, LANG Li-li¹

(1. Key Laboratory of Desert and Desertification, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. Lhasa Meteorological Bureau, Lhasa 850000, China)

Abstract: Most of the arid and semiarid regions in China have experienced multiple arid phases throughout the Quaternary, and they are highly sensitive to climate change. However, the response of desertification to climate change is poorly understood. In the present study, we selected multiple climatic proxies and desertification evidences to estimate the responses of desertification to climate changes in arid and semiarid regions of China over the past millennium. Desertification generally decreased in western China during the Little Ice Age (LIA), but increased during the Medieval Warm Period (MWP) and the Current Warm Period (CWP), which suggested the environment in western China was inclined to meliorate in cold period and deteriorate in warm period. The central and eastern regions of China tended to experience desertification in LIA, but desertification reversed in MWP and CWP, which indicated the central and eastern regions of China were prone to undergo desertification in cold period but desertification reversed in warm period. However, the desertification cycles in the Qinghai-Tibetan Plateau region showed fluctuation responding to climate change.

Keywords: climate reconstruction; arid and semiarid regions; desertification; response