



中国南方内陆山地末次冰盛期植被特征及古环境意义

萧家仪^{1,2}, 商志远^{2*}, 舒强², 尹建吉², 吴小爽²

1. 江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心, 南京 210023;

2. 南京师范大学地理科学学院, 南京 210023

* 通讯作者, E-mail: szy268@163.com

收稿日期: 2017-04-20; 接受日期: 2017-09-13; 网络版发表日期: 2017-11-16

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB953804)、江苏高校优势学科建设工程资助项目和国家自然科学基金项目(批准号: 41472141、41072127)资助

摘要 选取鄂西神农架大九湖、南岭山地大湖和闽北甘棠3个剖面孢粉记录, 推定在末次冰期时, 中国秦岭淮河以南的华南内陆山地森林植被繁茂. 剖析3地古植物群中有指示生态意义的冷杉(*Abies* sp.)林、水青冈(*Fagus* sp.)林和桤木(*Alnus* sp.)林的演替过程, 认为在末次冰期中后期, 中国秦岭-淮河一线以南至南岭以北的山地可能有一定量的降水和有效湿度, 生态环境能够满足山地森林植被地带性分布. 末次冰盛期(LGM)阶段是寒冷、湿润的气候配置, 与中国北方黄土高原和青藏高原的末次冰期草原和荒漠草原景观所显示的寒冷干燥气候特点完全不一样. 中国南方内陆山地冷湿的气候特点除了受北半球气候驱动主导因子影响, 还与所在的纬度、毗邻大洋的区位以及地形地貌等地理因素密切相关.

关键词 中国南方, 山地植被, 末次冰期, 孢粉记录, 古环境

1 引言

中国处于欧亚大陆东部, 西有青藏高原, 东临浩瀚的太平洋, 使得中国中东部为东亚季风气候区. 青藏高原的隆升加强了亚洲季风的效应. 亚洲季风气候的重要特点是冰期气候冷干, 间冰期气候暖湿. 这已由青藏高原(姚檀栋, 1999; 吕连清等, 2004; 沈才明等, 2005; Herzsuh, 2006; 刘冰等, 2012)、黄土沉积物(Broecker和Denton, 1989; 熊尚发等, 2002; 陈暘等, 2003; 顾兆炎等, 2003; 陈发虎等, 2006; 李春海等, 2006; 管清玉等,

2007)和南海钻孔(孙湘君等, 1999; 罗运利等, 2001; 孙湘君和罗运利, 2001; 贺娟等, 2008; 郑洪波等, 2008)等多种气候代用指标揭示的地质记录所证实. 中国北方风成沉积物发育, 是冰期冷干的冬季风表现的实证.

在中国秦岭、淮河以南的长江中下游的内陆地区第四纪研究中, 石笋研究(Wang等, 2001, 2005; 孔兴功等, 2003; 覃嘉铭等, 2003; Yuan等, 2004)成果累累. 冰消期以来古气候研究(朱诚等, 2006; Zhong等, 2015)也有报道. 但总体而言, 涉及中国南方内陆地区末次冰期古气候演变研究不及中国北方地区系统和深入,

中文引用格式: 萧家仪, 商志远, 舒强, 尹建吉, 吴小爽. 2018. 中国南方内陆山地末次冰盛期植被特征及古环境意义. 中国科学: 地球科学, 48: 651–660, doi: [10.1360/N072016-00297](https://doi.org/10.1360/N072016-00297)

英文引用格式: Xiao J Y, Shang Z Y, Shu Q, Yin J J, Wu X S. 2017. The vegetation feature and palaeoenvironment significance in the mountainous interior of southern China from the Last Glacial Maximum. Science China Earth Sciences, 61: 71–81, <https://doi.org/10.1007/s11430-016-9114-0>

代用指标综合对比相对较少. 近期有孢粉工作者在南方内陆地区获得了MIS(Marine Isotope Stage)1阶段、MIS2阶段可信的孢粉资料(萧家仪等, 2007; Xiao等, 2015; Yue等, 2012). 笔者选取3个有代表性的研究点, 在前期孢粉学研究的基础上, 进一步分析古植物群中对环境湿度敏感的优势种群, 比对现代生长的相似种群的生态特性, 探讨区域性古气候、古环境演变特点.

2 研究区域及末次冰期古植被演替

研究区域位于欧亚大陆东南部, 为中国东部秦岭-淮河以南, 南岭以北的长江中下游地区(约为 $24^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $109^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$, 图1). 该区域纬度偏低, 东临浩瀚的太平洋. 3个研究点虽然位于山地, 但与青藏高原、云贵高原和秦岭淮河以北的高原和山脉相比海拔相对偏低, 地形也相对平缓. 研究区域属亚热带湿润季风气候, 年均温 $14\sim 21^{\circ}\text{C}$, 山地年降水量一般在 1000mm 以上. 在人类干扰较小的地区, 分布着原生暖性针叶林、常绿阔叶林或常绿、落叶阔叶混交林. 少数海拔高于 2000m 的山地则生长着温带落叶阔叶林、针阔混交林和暗针叶林. 选取研究区域内北部、南部和东南部3个有代表性的、已做过孢粉详细研究的钻孔剖面进行研究, 3个剖面分别是: (1) 北亚热带秦岭南侧秦巴山地的神农架林区大九湖盆地泥炭剖面(DJH)(Xiao等, 2015);

(2) 中亚热带南缘南岭山地大湖泥炭剖面(DH)(萧家仪等, 2007); (3) 中亚热带福建北部的屏南县甘棠村泥炭剖面(SZY)(Yue等, 2012)(图1).

3个研究点孢粉研究具有以下几个特点: (1) 研究点分布在中国东南部内陆的山地, 原生地带性植被类型随着生态环境的变化演替明显, 古植被类型和古植物群在现生植被类型中可以重现, 当地有多年的气象记录对比, 能准确地定量或半定量推算当地古气候要素(如温度、降水)的变化值; (2) 研究点都在亚热带山地中的盆地或洼地, 无大的河流流过, 周边地带性植被发育, 区域外花粉源干扰小; (3) 3个研究剖面都是湖沼相沉积, 并有较厚的泥炭层, 沉积动力条件相对稳定连续, 是孢粉学研究的理想信息载体; (4) 沉积物含C高, 且研究时段在 ^{14}C 测年值范围内, 测年数据较准确可信. 选用的研究点测年数据较多, 沉积速率变化可控; (5) 采样分辨率约 $100\sim 500\text{a}/\text{样}$, 个别层位达到约 $800\text{a}/\text{样}$, 基本上都可以反映千年尺度的气候变化; (6) 孢粉学指标揭示的MIS3阶段、MIS2阶段古植被演变, 根据经纬度、海拔高度和温度的差异, 符合冰期植被地带性分布的规律, 能够代表南方内陆山地区域性古植被分布与演替特征. 综合3地孢粉学资料, 补充相近的孢粉学研究, 可以深入探讨研究区域内末次冰盛期以来古植被、古气候变化特点和驱动机制.

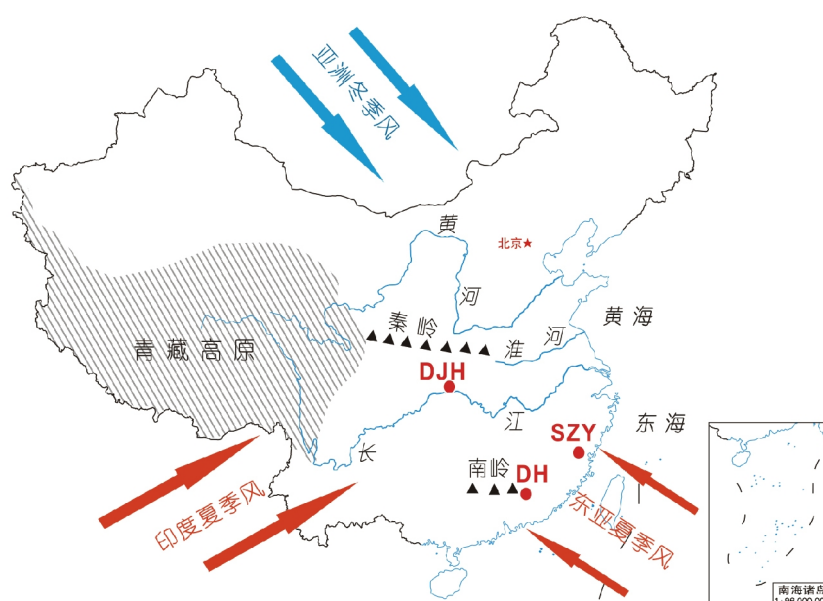


图1 研究点位置图

2.1 DJH

DJH 研究点位于湖北省西部神农架林区 (31°29'28"N, 109°59'40"E, 图1). DJH揭示了神农架地区 MIS5阶段后期至全新世早期古植被与古环境(Xiao 等, 2015). 取样分辨率为100~200a. 孢粉序列分析表明神农架林区海拔1700m左右地带 MIS3阶段建群种为落叶阔叶树与冷杉属(*Abies*)和云杉属(*Picea*)的树种组成的针阔混交林, MIS2阶段及末次冰盛期(the Last Glacial Maximum, LGM)时期演替为以冷杉为建群种的暗针叶林, 冰消期由针阔混交林逐步过渡至落叶阔叶林. 另有学者在DJH同一地点做了12.5ka BP以来孢粉植被的演变(刘会平等, 2001), 全新世时主要是以落叶栎类(*Deciduous Quercus*)、桦属(*Betula*)、胡桃属(*Juglans*)和千金榆属(*Carpinus*)等温带树种组成的落叶阔叶林(表1). 值得注意的是水青冈属(*Fagus*)落叶乔木在 MIS3阶段以来多为林中伴生树种, 个别时段为优势种群(图2). 3类古植被对应的气候类型: 暗针叶林最为寒冷, 针阔混交林为寒凉, 落叶阔叶林为凉温. 现今神农架林区的原生植被地带分布与气象记录(班继德和漆根深, 1995)支持孢粉分析的3类古植被类型的恢复与古环境的解译.

2.2 DH

DH研究点位于粤赣交界处的南岭山地, 地理坐标约24°41'N, 115°00'E(图1). 采样点海拔250~260m, 周边是海拔高差为200~500m的丘陵山地, 取样分辨率为180~250a(萧家仪等, 2007). DH揭示了约18330cal a BP以来南岭山地的古植被与古环境的演变: LGM后期(约18330~15340cal a BP)植被是以桤木属(*Alnus*)树种为优势种的落叶阔叶林, 气候偏凉湿润; 冰消期(约15340~11600cal a BP)植被是栲属/石栎属(*Castanop-*

sis/Lithocapus)和青冈属(*Cyclobalanopsis*)常绿乔木的桤木树组成常绿、落叶阔叶混交林, 与LGM后期相比, 气候偏温、偏湿; 全新世(约11600cal a BP以来)孢粉植被演替为栲属/石栎属和青冈属等乔木为建群种, 少量桤木树伴生的中亚热带常绿阔叶林, 气候温暖湿润(表1). DH孢粉序列的缺憾是剖面18cal ka BP以前无记录. 湛江湖光岩玛珉湖的孢粉资料(吕厚远等, 2003)显示: 42.5~14cal ka BP植被演替过程为中亚热带常绿、落叶阔叶、暖性针叶混交林; 冰后期为热带季雨林和全新世的半常绿季雨林. 根据湛江与DH的地理位置和直线距离, 按植物地带性分布规律推测 MIS2阶段DH的植被可能是常绿、落叶阔叶混交林, LGM时期是落叶阔叶林.

2.3 SZY

SZY研究点位于福建省北部屏南县甘棠村山地(Yue 等, 2012), 海拔1007m, 地理坐标约26°46'N, 119°02'E(图1). 取样分辨率: 30cal ka BP至今为80~540a, 30~50cal ka BP约为740a. SZY重现了闽北山地 MIS3阶段中期以来的古植被与古环境演变. MIS3阶段中期(约50~30.4cal ka BP)孢粉植被演变为常绿阔叶林景观, 优势种群为常绿栎; MIS3阶段晚期(约30.4~24cal ka BP)植被为落叶、常绿阔叶混交林景观, 优势种群为常绿栎、桤木和水青冈落叶树; LGM时期(约24~16 cal ka BP)植被是落叶阔叶林景观, 以水青冈树、桤木树为优势种、伴生少量常绿阔叶树; 冰消期(约16~11.8cal ka BP)植被演替为伴生少量落叶阔叶树的常绿阔叶林景观, 优势种群是常绿栎, 伴生桤木、水青冈和枫杨(*Pterocarya*)等乔木; 全新世孢粉植被为混生少量松树的阔叶林, 大暖期优势种群为常绿栎的常绿阔叶林, 伴生杜鹃花科(*Ericaceae*)植物(表1).

表 1 研究点 MIS3 阶段以来不同时段 的古植物群

地质时期	DJH	DH	SZY
全新世	针阔混交林或落叶阔叶林	青冈+栲/石栎为主的常绿阔叶林	常绿栎为主的常绿阔叶林
冰消期	少量针叶树、水青冈等暖温带树种组成的落叶阔叶林	桤木为主落叶阔叶林伴生青冈、栲/石栎	常绿栎与少量桤木、水青冈组成的落叶常绿阔叶混交林
LGM	冷杉为主的暗针叶林, 伴生零星水青冈	桤木为主的落叶阔叶林(LGM后期)	以水青冈、桤木为主的落叶阔叶林
MIS 2 前期	暖温带落叶树与冷杉组成的针阔混交林		以水青冈、桤木和常绿栎组成的落叶、常绿阔叶混交林
MIS 3			常绿栎为主的常绿阔叶林

Yue等(2012)认为从孢粉植被变化反映的气候变化可以与北半球的气候变化对比,即在演替的几个植被类型中,常绿阔叶林反映的是温暖湿润的环境,落叶阔叶林反映的是相对寒凉偏干旱的环境,落叶、常绿、落叶阔叶混交林反映的是偏温偏湿的环境.推测福建北部山区: MIS3阶段中期气候温暖湿润, LGM时期气候寒凉干燥,冰消期温度回升偏湿,全新世大暖期气候温暖湿润.

3 DJH、DH和SZY的古植被特征与古环境意义

孢粉研究结果表明,末次冰期中国秦岭淮河以北的华北地区,地表植被一般公认为草原、草甸和稀树草原景观,例如黄土高原(程玉芬和姜文英, 2011),青藏高原东南部的若尔盖草原(沈才明等, 2005)和西北柴达木盆地、可可西里地区(唐领余等, 1998). 仅在间冰阶(MIS3)部分地区有小片森林植被发育,如若尔盖草原(沈才明等, 2005)、陕西渭南北庄村(孙湘君, 1989). LGM时期气候最为恶劣,中国北方地表景观为草原和荒漠草原. 而针对中国南方末次冰期植被类型的观点不一: 有学者认为LGM时期是蒿属(*Artimisia*)为主的草原或稀树草原,分布在现今的华南大陆架和热带低雨林区(孙湘君等, 1999; Zheng和Lei, 1999; Sun等, 2000); 而另有学者认为LGM时期在华南应该分布相当于现代的落叶阔叶林或常绿阔叶林(刘金陵和王伟铭, 2004). DJH、DH和SZY记录了中国亚热带内陆北、南和东3个内陆山地末次冰期的古植被演变. LGM时期,偏北海拔较高的DJH为山地暗针叶林,偏南的DH和偏东南海拔较低的SZY为阔叶林. 3个研究点的孢粉指标支持华南地区LGM时期有森林分布的观点. 3个研究点虽然南北相距约有5个纬度,海拔高度不一,但3地末次冰期以来的不同植被类型的垂直与水平分布完全合乎植被地带性分布规律. 湛江湖光岩玛珣湖虽然现代位于滨海地区,但末次冰期海岸线较现在至少低100m,该地的孢粉学研究结果(吕厚远等, 2003)可视为3个研究点古植被演替的南延. 可以认为中国中东部的秦岭山地末次冰期是一个重要的植被分布分界线. LGM时期秦岭以北的华北、西北地区地表主要为草原、草甸植被覆盖,秦岭以南的山地主要是森林植被覆盖. 虽然草原和森林是两类不同植被类型,

但古生态迥然不同,尤其判定是干旱/半干旱气候环境还是湿润气候环境意义重大,森林植被尤其是阔叶林一般生长在年降水量550mm以上的湿润气候带. 根据DJH和DH两地孢粉植被的森林植被类型(萧家仪等, 2007; Xiao等, 2015),认为两地在末次冰期不可能是像中国北方那样的干旱环境,而是能保证茂密森林生长的湿润环境. DJH具有一定的海拔高度,可能LGM时期最湿润(Xiao等, 2015). SZY末次冰期也有森林植被的演替(Yue等, 2012),但Yue等(2012)认为LGM时期是最为冷干的时段,与北半球古气候变化特点一致.

三地孢粉植被类型的演替史反映的古气候演变可证实中国南方内陆山地的冷暖变化可以与格陵兰冰芯(Andersen等, 2004)、美国的Pyramid和innemucca lake记录(Benson等, 2013)、青藏高原、黄土-古土壤序列以及湖泊沉积物所反映的古气候变化进行对比,说明中国南方末次冰期古气候演变同样受太阳辐射、北半球气候演变和亚洲季风气候控制和驱动(图2). 本文的三地研究提供了中国南方晚第四纪研究可信的孢粉学资料. 令人感兴趣的是三个研究点都是湖沼相,沉积连续,孢粉丰富,分辨率较高. 再造的植被类型现今就在南方山地分布. 参照现代孢粉沉积的数量关系,找出古植被中的优势或建群种群,辅以当地的气象指标,则能精确推算当时的古气候要素. 从有生态意义植物孢粉含量变化分析(图2),末次冰期DJH出现较多的是针叶树冷杉属、落叶阔叶树水青冈属花粉; SZY出现较多的是桉木属、水青冈属花粉; DH出现较多的是桉木属花粉. 可见冷杉林分布偏北偏高,水青冈林、桉木林分布海拔低于冷杉林,产生这3个类型的花粉源冷杉林、水青冈林和桉木林现今是北半球常见的植被类型. 中国现今残留的原始植被中,还保留着原生状态的冷杉林、水青冈林和桉木林.

现代冷杉林在北半球分布广泛,生态环境冷湿. 中国暗针叶林(云杉林和冷杉林)生长地带的年均温为0~8℃,最冷月均温约为-26~-8℃,最热月均温约为10~16℃,降水量一般为600~1000mm,年均相对湿度最宜为70~80%(中国植被编辑委员会, 1980),是中国中东部寒温带常见的植物群落. 在中国第四纪古环境研究中,冷杉林一般指示冷湿的气候环境. DJH所在的神农架林区人类活动对植被破坏较小,现代原生地带性植被梯度分布明显(班继德和漆根深, 1995),海拔2600~3100m的亚高山地带为大面积的巴山冷杉(*Abies*

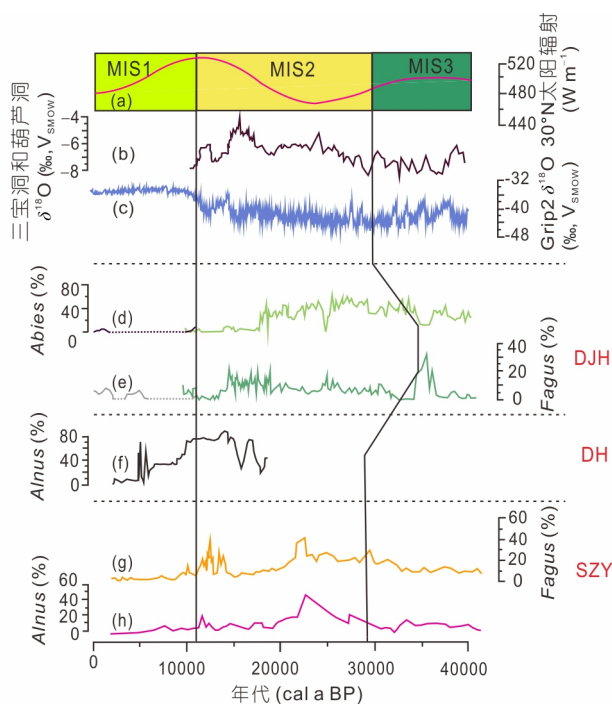


图 2 DJH、DH和SZY具有生态意义的植物种属百分含量曲线与Grip2冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线、葫芦洞和三宝洞的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比

DJH据Xiao等(2015), DH据萧家仪等(2007), SZY据Yue等(2012). (a) 30°N太阳辐射量(Berger和Loutre, 1991); (b) 葫芦洞和三宝洞的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线(Wang等, 2001, 2008); (c) 冰芯Grip2 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线(Johnsen等, 2001); (d) 大九湖B孔冷杉百分比(浅绿色实线), 大九湖12ka BP以来的冷杉百分比(紫色实线, 虚线表示百分含量为0)(刘会平等, 2001); (e) 大九湖B孔水青冈百分比(绿色实线)和大九湖12ka BP以来的水青冈百分比(灰色实线)(虚线表示百分含量为0)(刘会平等, 2001); (f) 大湖剖面桤木百分比(萧家仪等, 2007); (g) 甘棠剖面SZY孔水青冈百分比(Yue等, 2012); (h) 甘棠剖面SZY孔桤木百分比(Yue等, 2012)

fargesii)林, 海拔2400~2600m为巴山冷杉落叶阔叶混交林. 当地的气象资料(湖北神农架林区地方志编纂委员会, 1996; 朱兆泉和宋朝枢, 1999)(表2)表明海拔高

度与降水量呈线性关系, 海拔越高降水量越大, 递增率约为20mm/100m. 有理由认为: DJH在MIS3阶段植被是针阔混交林, 年均降水量约为2800mm; MIS2阶段及LGM时期是暗针叶林, 年均降水量至少比MIS3阶段高100mm; 冰消期和全新世初期针叶林向高海拔地带迁徙, 取而代之的是阔叶林, 年均降水量低于2600mm. 另用孢粉转换函数得出的古气候参数表明MIS2阶段年降水量最高, 高于MIS3和MIS1阶段(Xiao等, 2015).

水青冈属全球有十种, 为落叶乔木. 在北半球温凉湿润的环境下易成为森林的优势种群(Denk, 2003; Fang和Lechowicz, 2006). 生境范围: 年平均气温9.2~12.4℃, 年降水量1388~1738mm(Shu和Wang, 2012). 中国现代水青冈属有4个物种, 多分布于阴坡潮湿的山地, 是中国南方山区落叶阔叶林和常绿、落叶阔叶混交林的重要组成部分, 中国亚热带水青冈林多分布在海拔500~2600m的山地. 神农架林区水青冈树在低于冷杉林带的地带零星出现, 海拔1800~2000m阴坡地带带有纯林分布(班继德和漆根深, 1995), 生长的温度较巴山冷杉林高, 年降水量较巴山冷杉林低. DJH的孢粉图式中, 水青冈属花粉在冰消期为峰值, 平均含量约为10%, 高于MIS2、MIS3阶段, 全新世早期有5~10%的波动(图2). 表土花粉研究认为水青冈属花粉呈弱代表性, 在孢粉组合中大于6.0%时可能存在水青冈林(Sasaki, 1981; 李克让, 1993). 可以认为DJH冰消期冷杉林退至高海拔地带, 水青冈树为森林的重要组成部分. 根据DJH现今的降水记录, 推测当地在冰消期和全新世早期升温期降水可能高于2600mm, 低于LGM时期的年降水量; 大暖期中水青冈属花粉不见, 植被为不含水青冈树的落叶阔叶林, 同类型的落叶阔叶林带年降水量不高于2600mm. 福建省现代水青冈林分布的海拔约为500~1800m(福建师范大学地理系《福建自然地理》编写组, 1987). SZY在LGM、冰消期和全新世的古植

表 2 神农架林区不同海拔高度的气温和降水值^{a)}

观测站	海拔(m)	年均温(℃)	七月均温(℃)	一月均温(℃)	年降水量(mm)
阳日湾	460	14.5	26	1.6	1300
松柏镇	930	12.1	23	0.7	1400
大九湖	1700	7.4	17.2	-4.3	2623
长岩屋	2300	4.8	—	-5	2846

a) 据湖北神农架林区地方志编纂委员会. 1996. 朱兆泉和宋朝枢(1999)整理

被是落叶阔叶林、落叶常绿阔叶混交林和常绿阔叶林。水青冈树和桤木在LGM时期为森林中的优势种群, 冰消期和全新世逐步过渡为林中少量出现的伴生树种。以现今相关气象站记录的年均降水量(表3)推算, 以水青冈和桤木为优势种的落叶阔叶林海拔偏高、温度偏低、降水量大; 以常绿栎类为优势成分的常绿阔叶林海拔偏低、温度偏高、降水量偏低。LGM时期年降水量最高, 可能大于2300mm。DH在LGM时期是阔叶林, 优势种是桤木林, 同样LGM时期桤木树在SZY也是阔叶林的优势成分。桤木属植物为落叶阔叶乔木, 现今在北半球分布范围较广, 中国占7种(匡可任等, 1979)。桤木林生长环境一般要求年降雨量740~1600mm, 中国多见于季风气候区暖温带落叶阔叶林中及亚热带高山阳光充足土地肥沃地带的沟谷、山涧溪边及河岸水边湿地, 生境凉(温)湿(中国植被编辑委员会, 1980)。湘桂交界处湖南省城步县的南山牧场(25°48'~25°58'N, 110°36'~110°40'E)在20世纪50年代曾有成片桤木林分布, 群落喜水湿, 在地下水位较高的洼地常形成纯林。现今南山牧场的年均温为11.5℃, 年均降雨量2018mm(肖育檀等, 1987)。DH在18cal kaBP至全新世的植被演替与SZY相似。冰消期虽然桤木花粉含量较高(图2), 但较多的常绿阔叶乔木花粉同时出现(萧家仪等, 2007), 是常绿、落叶阔叶混交林景观, 应以桤木林的出现判定湿度变化。

可以认为, DH在18~15cal ka BP期间最为湿润, 冰消期次之, 大暖期时相对偏干。桤木林约在5~6cal ka BP有2次短暂的扩张期, 可能表明的是大暖期中后期气候凉湿的波动。根据3个地点古植被演替史和优势种群适宜的生态环境指标, 有理由认为末次冰期中国南方亚热带地区山地大范围的年降水量大于600mm, 是湿润的古气候。海拔越高气候越冷, 降水量可能越大, LGM时年均降水量超过1000mm的可能性相当大。众

多的研究表明, 包括中国在内的北半球在第四纪应该是LGM时期寒冷干燥、冰消期温偏湿、全新世温暖湿润的气候演变特征。但也有局部地区有LGM时期气候湿润的报道, 如研究区内江汉平原龙泉湖(刘光琇, 1993)、甘肃临夏盆地(唐领余等, 1998)、华南地区和云贵高原(蒋雪中等, 2001; 刘金陵和王伟铭, 2004; 刘金陵, 2007)等几地在LGM时期都显示有森林植被分布, 气候冷湿。

在温带和中国北方第四纪古气候研究中, 阔叶林是暖(温)湿环境的实证。但在南方内陆的山地中, 随海拔高度降低依次分布的是寒温性针叶林、落叶阔叶林、常绿阔叶林。气象资料证实高海拔地区降水往往比低海拔地区多一些, 虽然常绿阔叶林也显示了湿润的环境, 但同地区海拔高的寒温性针叶林显示的环境更为湿润, 即温度与降水呈负相关。现代神农架地区的植被分布与当地温度和降水的匹配就是实例(表1)。何报寅(2007)认为神农架地区全新世中后期以来气候变化特点是气温相对较高时降水较少, 气温低时降水则较多。本文3个研究点MIS2阶段以来的古气候变化特点与其相当一致。

4 古气候特点与机制讨论

中国中东部位于亚洲季风气候区, 更新世晚期以来大气降水主要受冬、夏季风强弱影响: 冰期冬季风强盛降水少, 间冰期夏季风强盛降水丰沛, LGM时期冬季风最为强盛, 北半球气候变冷干(HS1)(Broecker和Denton, 1989; Denton等, 2010)。但DJH、DH、SZY的孢粉植被演变以及优势种群表明MIS2以来中国南方亚热带山地有较大的降水量和地表环境湿度。LGM时期可能最为湿润, 年降水量最大, 冰消期次之, 全新世可能降水量最低。因此末次冰期中国南北方对北半球古气候的响应在降水因素上可能有不同的响应特点: 北方表现为冷干、暖湿, 南方内陆山地为冷湿、暖偏干。

晚更新世中国东部的降水受亚洲季风系统的强烈控制是不容置疑的。LGM时期北半球冬季风强盛、夏季风衰减时中国南方内陆山地森林植被仍然大面积分布, 显示环境湿润。有必要探讨除夏季风降水之外是否还有其他形式的降水存在。中国现代大河流域的大气降水记录(王庭梧和吴聆益, 1983)显示了降水

表3 不同海拔高度的年降水量多年观测值^{a)}

观测站	海拔(m)	年降水量(mm)
黄岗山	2205	3104
苦坑山	1722	2253
七仙山	1414	1815
后溪仔	524	1549

a) 据福建师范大学地理系《福建自然地理》编写组, 1987

不同月份从南到北的渐进过程: 长江流域(约100°E以东, 33°N以南)从一月以后降水量逐月增加, 六月降水量最多; 长江以北(约33°N以北)的淮河流域、海河流域的降水量集中在七八月份. 降水高峰出现的时间随南北地区的不同而不同(图3), 明显看出秦岭淮河以南至南岭以北地区在夏季风爆发前就存在较多的降水(春雨), 而秦岭淮河以北的大河流域全年降水量的大小和时间与夏季风爆发的强度和时间密切相关. 长江流域以南春季存在降水是现代正常的气候现象(万日金和吴国雄, 2006). 程海等(2005)在论述现代降水机制时指出, 夏季风爆发前的3~5月中下旬, 中国东南部有以锋面降水为主的降水, 原因是海陆温度梯度差, 来源于中国东部海洋的水汽易深入内陆, 山地高海拔更易降水. 例如SZY3月就开始降水(Yue等, 2012), 夏季风爆发期(5月下旬至8月)热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)北移, 降水以对流雨为主, 水汽主要来源于低纬度海洋, 强盛的夏季风可使低纬度暖湿气流越过秦岭输送至中国北方地区. 以今论古, 晚第四纪间冰期夏季风强盛, 海陆温度梯度较大, 降水以对流雨为主, 低纬度暖湿气团可以最大限度深入到

中国北方中东部地区; 冰期时夏季风微弱, 海陆温度梯度可能比间冰期小, 来源于中国东部海洋的水汽受山脉的阻碍无法进入北方地区, 在南方山地易形成较大的降水. 水汽来源、海陆温度梯度和山地地形的综合影响解释了中国南方内陆冰期非夏季风降水的成因.

第四纪古气候变化重要的驱动因子是太阳辐射(图2), 孢粉植被反映的古气候温度变化与30°N太阳辐射有良好的对应性. 低纬度地区(23°N~23°S)接受了地球表面一半的太阳辐射(李克让, 1993), 低纬度热带海洋被认为是“热源”, 驱动全球气候系统(汪品先, 2009). 对中国气候影响较大的是西太平洋暖池, 热量通过大洋表面环流从低纬度向高纬度传输. 在西太平洋暖池北部, 暖水通过黑潮向北流动进入中国东海, 增强海陆温度梯度. 近期有研究(Xu等, 2013)认为在LGM后期西太平洋暖池储存的热量过多, 导致东海与西太平洋暖池在20~19ka BP同时变暖, 暖流北上升温加速. 如果真如此, 说明在LGM中后期中国东南部海域先于陆地进入“冰消期”升温, 洋流变暖, 水汽丰富, 但陆地仍处于寒冷的低温环境, 海陆温度梯度可能更加扩大, 海洋可向陆地纵深输送更多的水汽, 在内陆地区形成以锋面雨为主的降水. 中国季风区冰期北方冷高压势力强盛, 冬季风强盛, 暖湿气流北上受阻, 滞留在南方; 夏季太平洋高压中心南移, 夏季风萎缩, 水汽输送距离变短, 不易深入中国北方. 华中的秦岭山脉是暖湿气流北上和冷干气流南下的重要屏障, 秦岭以北的内陆全年降水量与夏季风强弱呈正相关, 秦岭以南的南方山地的降水量是夏季风降水和非季风降水的叠加.

有学者在论述冷湿-温干气候配置机制时认为与有效降水和有效湿度有关(吴江滢等, 2001). 当大气温度较低时, 下垫面有效蒸发量减少, 森林植被的蒸腾相对较弱, 地表水流失减少, 地表环境相对湿润; 反之气温较高时, 下垫面有效蒸发量增加, 地表水流失增加, 地表环境相对干旱. 中国南方山地湿润气候带内下垫面植被覆盖度大, 蒸腾作用和地面蒸发的水汽易凝结成云雾云海, 削减了太阳对地表的辐射, 使蒸腾蒸发缩减, 进一步加强地表的湿度. 云雾云海同时又是地表的“保温层”, 在遮挡阳光对地面辐射的同时也能减少地表对大气的光反射, 使地表得以保持一定的温度和湿度. 以DJH所在的神农架林区为例(马乃孚, 1999), 空气中云层极易形成云海, 并经常维持2~3天不散. 大片的云海减少了地表水的散失, 还易使地表环境温差变

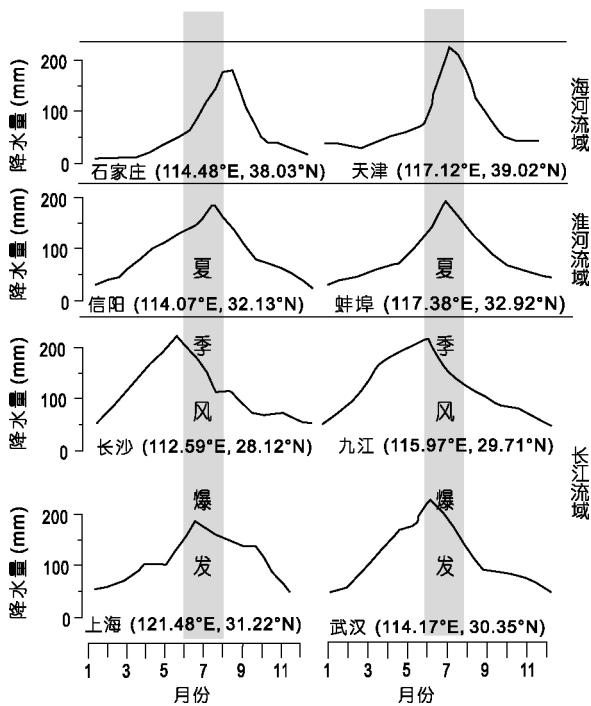


图3 代表站点年降水曲线
据王庭梧和吴聆益(1983)

小、严寒和酷热幅度变小。地方性气候对保护区的生物有很大的影响(Tzedakis等, 2002): 华中山地发现了较多已在冰期气候下灭绝的要求湿热环境的亚热带植物, 20世纪70年代在DJH外围的湖北西部山区发现成片的第三纪孑遗植物水杉(*Metasequoia glytostroboides*)群落和第四纪全球几乎匿迹的珙桐(*Davidia involucrata*)群落(班继德和漆根深, 1995)。华中山地获得了“第三纪古热带植物区系的‘避难所’、温带植物区系的‘摇篮’”之美誉, 与中国南方山地末次冰期云雾笼罩、有效湿度大的生态环境密切相关。

5 结论

DJH、DH和SZY三地的孢粉研究证实了中国秦岭以南南岭山地以北的内陆山地末次冰期地表景观与秦岭以北的华北地区草原植被不一样, 覆盖着森林植被。偏北和海拔高的山地LGM时期、冰消期和全新世地表覆盖着暗针叶林、针阔混交林和落叶阔叶林, 偏南和海拔低的山地LGM时期、冰消期和全新世地表植被为落叶阔叶林、落叶-常绿阔叶混交林和常绿阔叶林。古植被的分布与演替与现代不同气候带下植被带分布的规律高度吻合, 可以认定MIS2阶段以来南方内陆山地地表基本保持了湿润环境。

LGM时期中国南方内陆山地广泛分布的是冷杉林、水青冈林和桤木林; 冰消期森林中冷杉树消失, 水青冈树和桤木树减少; 全新世水青冈树和桤木树零星出现。根据这三类森林的现今适宜分布地带的生境指标和气象记录, 可以推定中国南方内陆山地LGM时期比冰消期和全新世都湿润, LGM时期冷湿, 冰消期温偏干, 全新世暖干。

中国南方内陆山地冷期降水量较高的驱动机制可能是: 夏季风爆发前, 近海水汽深入到大陆陆地, 形成锋面降雨(春雨)和大片的云雾, 使得地表环境有效湿度加大, 温差变小; 冰期海平面较低, 陆架出露成陆, 岸线东移或南移。夏季太平洋高压中心南移, 水汽输送路线登陆的位置更加偏南偏东, 不易深入到中国北方, 滞留南方的降水较多, 气候更为湿润; 冰期北方冷高压势力强盛, 阻碍暖湿气流北上, 加大南方内陆山地的降水。由于经纬度和海陆的相对位置等原因, 山地海拔高度与年降水量呈正相关。

致谢 评审专家耗时阅读初稿, 提出许多宝贵的修改意见, 作者表示诚挚感谢。

参考文献

- 班继德, 漆根深. 1995. 鄂西植被研究. 武汉: 华中理工大学出版社. 2-3, 57, 128-129, 175-180, 191-193
- 陈发虎, 饶志国, 张家武, 金明, 马剑英. 2006. 陇西黄土高原末次冰期有机碳同位素变化及其意义. 科学通报, 51: 1310-1317
- 陈曦, 陈骏, 刘连文, 季峻峰, 张建新. 2003. 最近13万年来黄土高原Rb/Sr记录与夏季风时空变迁. 中国科学 D辑: 地球科学, 33: 513-519
- 程海, 艾斯本, 王先锋, 汪永进, 孔兴功, 袁道先, 张美良, 林玉石, 覃嘉铭, 冉景丞. 2005. 中国南方石笋氧同位素记录的重要意义. 第四纪研究, 25: 157-163
- 程玉芬, 姜文英. 2011. 末次盛冰期以来陕北黄土高原的植被和气候变化. 第四纪研究, 31: 982-989
- 福建师范大学地理系《福建自然地理》编写组. 1987. 福建自然地理. 福州: 福建人民出版社. 75-108, 172-179
- 顾兆炎, 刘强, 许冰, 韩家懋, 杨石岭, 丁仲礼, 刘东生. 2003. 气候变化对黄土高原末次盛冰期以来的C₃/C₄植物相对丰度的控制. 科学通报, 48: 1458-1464
- 管清玉, 潘保田, 高红山, 李炳元, 王均平, 苏怀. 2007. 高分辨率黄土剖面记录的末次间冰期东亚季风的不稳定性特征. 中国科学 D辑: 地球科学, 37: 86-93
- 何报寅. 2007. 神农架大九湖泥炭的环境变化记录. 武汉: 中国地质大学出版社. 1-79
- 贺娟, 赵美训, 李丽, 汪品先, 葛黄敏. 2008. 南海北部MD05-2904沉积柱状样26万年以来表层海水温度及陆源生物标志物记录. 科学通报, 53: 1324-1331
- 湖北神农架林区地方志编纂委员会. 1996. 神农架志. 武汉: 湖北科学技术出版社. 1-79
- 蒋雪中, 羊向东, 王苏民, 童国榜. 2001. 云南鹤庆盆地末次盛冰期的孢粉记录与古季风. 微体古生物学报, 18: 263-267
- 孔兴功, 汪永进, 吴江滢, 程海. 2003. 末次盛冰期连续3ka南京降水记录中ENSO周期. 科学通报, 48: 277-282
- 匡可任, 郑斯绪, 李沛琼, 路安民. 1979. 中国植物志. 北京: 科学出版社. 21: 98-100
- 李春海, 唐领余, 冯兆东, 王卫国, 安成邦, 张虎才. 2006. 甘肃静宁地区晚更新世晚期高分辨率的孢粉记录及其反映的气候变化. 中国科学 D辑: 地球科学, 36: 453-460
- 李克让. 1993. 中国近海及西北太平洋气候图集. 北京: 海洋出版社. 533
- 刘冰, 靳鹤龄, 孙忠. 2012. 末次盛冰期以来青藏高原东北部共和盆地气候与环境变化研究进展. 冰川冻土, 34: 403-410

- 刘光琇. 1993. 江汉平原龙泉水湖末次冰期及冰期后的植被与环境中国北亚热带晚第四纪植被与环境研究. 北京: 海洋出版社. 60
- 刘会平, 唐晓春, 孙东怀, 王开发. 2001. 神农架大九湖12.5kaBP以来的孢粉与植被序列. 微体古生物学报, 18: 101–109
- 刘金陵, 王伟铭. 2004. 关于华南地区末次冰盛期植被类型的讨论. 第四纪研究, 24: 213–216
- 刘金陵. 2007. 再论华南地区末次冰盛期植被类型. 微体古生物学报, 24: 105–112
- 吕厚远, 刘嘉麒, 储国强, 顾兆炎, Negendank J, Schettler G, Mingram J. 2003. 末次冰期以来湛江湖光岩玛珥湖孢粉及率及古环境变化. 古生物学报, 42: 284–291
- 吕连清, 方小敏, 鹿化煜, 韩永翔, 杨胜利, 李吉均, 安芷生. 2004. 青藏高原东北缘黄土粒度的末次冰期千年尺度气候变化. 科学通报, 49: 1091–1096
- 罗运利, 陈怀成, 吴国瑄, 孙湘君. 2001. 南海最近3个冰期旋回中的天然火与气候——ODP1144孔深海沉积中的炭屑记录. 中国科学 D辑: 地球科学, 31: 854–860
- 马乃孚. 1999. 气象条件在神农架自然风景构成中的作用. 湖北气象, 3: 19–21
- 覃嘉铭, 林玉石, 张美良, 王华, 冯玉梅, 涂林玲. 2003. 末次冰期东亚季风气候的变迁: 贵州都匀七星洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录. 中国岩溶, 22: 167–173
- 沈才明, 唐领余, 王苏民, 李春海, 廖淦标. 2005. 若尔盖盆地RM孔孢粉记录及其年代序列. 科学通报, 50: 246–254
- 孙湘君. 1989. 陕西渭南北庄村晚更新世晚期古植被再研究. 第四纪研究, 2: 177–189
- 孙湘君, 李逊, 罗运利. 1999. 南海北部深海花粉记录的环境演变. 第四纪研究, 1: 18–26
- 孙湘君, 罗运利. 2001. 南海北部280ka以来深海花粉记录. 中国科学 D辑: 地球科学, 31: 846–853
- 唐领余, 沈才明, 孔昭宸, 王富葆, 廖淦标. 1998. 青藏高原东部末次冰期最盛期气候的花粉证据. 冰川冻土, 20: 134–140
- 万日金, 吴国雄. 2006. 江南春雨的气候成因机制研究. 中国科学 D辑: 地球科学, 36: 936–950
- 汪品先. 2009. 全球季风的地质演变. 科学通报, 5: 535–556
- 王庭梧, 吴聆益. 1983. 长江淮河流域降水与南水北调的关系. 地理研究, 2: 108–115
- 吴江滢, 汪永进, 程海. 2001. 南京汤山石笋高分辨率氧-碳同位素记录对气候事件的快速响应. 科学通报, 46: 1307–1311
- 萧家仪, 吕海波, 周卫健, 赵志军, 郝瑞辉. 2007. 末次盛冰期以来江西大湖孢粉植被与环境演变. 中国科学 D辑: 地球科学, 37: 789–797
- 肖育檀, 曹铁如, 彭重华, 谢元凯, 杨一团. 1987. 湖南城步南山的植被及其合理利用. 植物生态学与地植物学学报, 1987, 11: 67–74
- 熊尚发, 刘东生, 丁仲礼. 2002. 两个冰期-间冰期旋回的黄土记录及其古气候意义. 地理科学, 22: 18–23
- 姚檀栋. 1999. 末次冰期青藏高原的气候突变-古里雅冰芯与格陵兰GRIP冰芯对比研究. 中国科学 D辑: 地球科学, 29: 175–184
- 郑洪波, 陈国成, 谢昕, 梅西, 李建如, 葛黄敏, 黄恩清. 2008. 南海晚第四纪陆源沉积: 粒度组成、动力控制及反映的东亚季风演化. 第四纪研究, 28: 414–422
- 中国植被编辑委员会. 1980. 吴征镒主编. 中国植被. 北京: 科学出版社. 178–179, 272–273, 307, 825–826
- 朱诚, 马春梅, 张文卿, 郑朝贵, 唐领余, 卢雪峰, 刘克新, 陈惠中. 2006. 神农架大九湖15.753ka B.P. 以来的孢粉记录和环境演变. 第四纪研究, 26: 814–826
- 朱兆泉, 宋朝枢. 1999. 神农架自然保护区科学考察集. 北京: 中国林业出版社. 8
- Andersen K K, Azuma N, Barnola J M, Bigler M, Biscaye P, Caillon N, Chappellaz J, Clausen H B, Dahl-Jensen D, Fischer H, Flückiger J, Fritzsche D, Fujii Y, Goto-Azuma K, Grønvald K, Gundestrup N S, Hansson M, Huber C, Hvidberg C S, Johnsen S J, Jonsell U, Jouzel J, Kipfstuhl S, Landais A, Leuenberger M, Lorrain R, Masson-Delmotte V, Miller H, Motoyama H, Narita H, Popp T, Rasmussen S O, Raynaud D, Rothlisberger R, Ruth U, Samyn D, Schwander J, Shoji H, Siggard-Andersen M L, Steffensen J P, Stocker T, Sveinbjörnsdóttir A E, Svensson A, Takata M, Tison J L, Thorsteinsson T H, Watanabe O, Wilhelms F, White J W C. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431: 147–151
- Benson L V, Hattori E M, Southon J, Aleck B. 2013. Dating North America's oldest petroglyphs, Winnemucca Lake subbasin, Nevada. *J Archaeol Sci*, 40: 4466–4476
- Berger A, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 10: 297–317
- Broecker W S, Denton G H. 1989. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochim Cosmochim Acta*, 53: 2465–2501
- Denk T. 2003. Phylogeny of *Fagus* L. (Fagaceae) based on morphological data. *Plant Syst Evol*, 240: 55–81
- Denton G H, Anderson R F, Toggweiler J R, Edwards R L, Schaefer J M, Putnam A E. 2010. The last glacial termination. *Science*, 328: 1652–1656
- Fang J Y, Lechowicz M J. 2006. Climatic limits for the present distribution of beech (*Fagus* L.) species in the world. *J Biogeogr*, 33: 1804–1819
- Herzschuh U. 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years. *Quat Sci Rev*, 25: 163–178
- Johnsen S, Dahl-Jensen D, Gundestrup N, Steffensen J P, Clausen H B, Miller H, Masson-Delmotte V, Sveinbjörnsdóttir A, White J. 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and

- North GRIP. *J Quat Sci*, 16: 299–307
- Sasaki M. 1981. On the occurrence of *Fagus* pollen in pollen spectra from different vegetation zones (in Japanese with English summary). *Pollen Sci*, 16: 15–21
- Shu J, Wang W. 2012. A unique Middle Pleistocene beech (*Fagus*)-rich deciduous broad-leaved forest in the Yangtze Delta Plain, East China: Its climatic and stratigraphic implication. *J Asian Earth Sci*, 56: 180–190
- Sun X, Li X, Luo Y, Chen X. 2000. The vegetation and climate at the last glaciation on the emerged continental shelf of the South China Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 160: 301–316
- Tzedakis P C, Lawson I T, Frogley M R, Hewitt G M, Preece R C. 2002. Buffered tree population changes in a Quaternary refugium: Evolutionary implications. *Science*, 297: 2044–2047
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. 2001. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294: 2345–2348
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, He Y Q, Kong X G, An Z S, Wu J Y, Kelly M J, Dykoski C A, Li X D. 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308: 854–857
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, Kong X G, Shao X H, Chen S T, Wu J Y, Jiang X Y, Wang X F, An Z S. 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years. *Nature*, 451: 1090–1093
- Xiao J Y, Xiao X Y, Zhang M H, Shang Z Y, Chen Y. 2015. Late Pleistocene montane vegetation and climate history from the Dajiuhe Basin in the western Hubei Province of Central China. *Rev Palaeobot Palynol*, 222: 22–32
- Xu D K, Lu H Y, Wu N Q, Liu Z X, Li T G, Shen C M, Wang L. 2013. Asynchronous marine-terrestrial signals of the last deglacial warming in East Asia associated with low- and high-latitude climate changes. *Proc Natl Acad Sci USA*, 110: 9657–9662
- Yuan D, Cheng H, Edwards R L, Dykoski C A, Kelly M J, Zhang M, Qing J, Lin Y, Wang Y, Wu J, Dorale J, An Z, Cai Y. 2004. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 304: 575–578
- Yue Y F, Zheng Z, Huang K, Chevalier M, Chase B M, Carré M, Ledru M P, Cheddadi R. 2012. A continuous record of vegetation and climate change over the past 50000 years in the Fujian Province of eastern subtropical China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 365–366: 115–123
- Zheng Z, Lei Z Q. 1999. A 400000 year record of vegetational and climatic changes from a volcanic basin, Leizhou Peninsula, southern China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 145: 339–362
- Zhong W, Cao J, Xue J, Ouyang J. 2015. A 15400-year record of climate variation from a subalpine lacustrine sedimentary sequence in the western Nanling Mountains in South China. *Quat Res*, 84: 246–254

(责任编辑: 赵艳)