

接证据. 在诱导维管束桥分化时 IAA 很可能起关键作用. 嫁接初期, 接穗和砧木间失去共质体联络, 负责 IAA 长距离运输的维管束也被切断, 生长素的极性运输在嫁接面受阻, 在接穗一侧累积(图 2(a))或通过扩散, 穿过隔离层进入砧木一侧(图 2(b)), 刺激嫁接双方产生愈伤组织. 随着嫁接时间的延长, 累积的 IAA 逐渐增加(图 2(d)和(e)), 刺激维管组织分化, 形成贯通接穗和砧木的维管束桥(图 2(c)). 由于接穗和砧木间维管束的联结, 运输通畅, 接合部 IAA 含量逐渐下降. 培养基无激素的对照中 IAA 不足是难以分化维管束桥的重要原因.

致谢 本工作作为国家自然科学基金资助项目(批准号: 39700011).

参 考 文 献

- 1 Parkinson M, Yeoman M M. Graft formation in cultured, explanted internodes. *New Phytol*, 1982, 107: 489~498
- 2 卢善发, 唐定台, 宋经元, 等. 利用植物激素调控嫁接形成的初步研究. *植物学报*, 1996, 38: 307~311
- 3 卢善发, 宋艳茹. 嫁接接合部维管组织分化的激素调节. *云南植物研究*, 1999, 21: 483~490
- 4 卢善发, 宋艳茹. 激素水平与试管苗离体茎段嫁接体维管束桥分化的关系. *科学通报*, 1999, 44: 1422~1423
- 5 张 军, 韩碧文. 植物激素细胞和组织化学定位的研究进展. *植物学通报*, 1995, 12(增刊): 131~142
- 6 Hasegawa M, Hashimoto N, Zhang J, et al. Immunohistochemistry of gibberellins in rice anthers. *Biosci Biotech Biochem*, 1995, 59: 1925~1929
- 7 贾文锁, 黄丛林, 张大鹏. 蚕豆叶片细胞中 IAA 的胶体金免疫电镜定位. *植物学报*, 1997, 39: 596~600
- 8 Ohmiya A, Hayashi T, Kakiuchi N. Immuno-gold localization of indole-3-acetic acid in peach seedlings. *Plant Cell Physiol*, 1990, 31: 711~715
- 9 Ohmiya A, Hayashi T. Immuno-gold localization of IAA in leaf cells of *Prunus persica* at different stages of development. *Physiol Plant*, 1992, 85: 439~445
- 10 Shi L, Miller I, Moore R. Immunocytochemical localization of indole-3-acetic acid in primary roots of *Zea mays*. *Plant Cell Environ*, 1993, 16: 967~973
- 11 Jones A M. Location of transported auxin in etiolated maize shoots using 5-azidoindole-3-acetic acid. *Plant Physiol*, 1990, 93: 1154~1161

(1999-10-18 收稿, 2000-01-19 收修改稿)

热带湖光岩玛珉湖记录的末次冰消期 东亚夏季风两步式的变化

王文远^{①②} 刘嘉麒^① J. Negendank^③ 彭平安^④ 储国强^① 刘东生^①
骆祥君^① J. Mingram^③

(^①中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; ^②北京大学地质学系, 北京 100871; ^③GeoForschungsZentrum Potsdam D-14473 Potsdam, Germany; ^④中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室, 广州 510640.

Email: wy_wang@263.net)

摘要 热带湖光岩玛珉湖沉积物高分辨率的生物硅、总有机碳、总氮、总氢分析结果表明, 末次冰消期东亚夏季风的变化特点十分符合两步式的冰消期模式. 这一结果提供了末次冰消期两步式变化特点在西北太平洋低纬度陆地区存在的证据, 并显示了末次冰消期初始转暖北半球低纬度区超前高纬度区, 而 Younger Dryas 事件在高低纬同相位变化的事实, 这指示了末次冰消期北半球高低纬度气候连接存在着复杂性.

关键词 末次冰消期 低纬度 玛珉湖 两步式

末次冰消期在转暖过程中发生了一个显著的气候回返事件(即 Younger Dryas 事件, 以下简称 YD)间隔了变暖的趋势, 使转暖过程呈现两步式的变化特点, 这种气候变化形式广泛地记录在格陵兰、北大西洋等北半球中高纬地区^[1,2], 其他一些地区也曾记录了这一现象, 并被认为可能是全球性的^[3]. 然而, 最近的一些研究证据也指出, 末次冰消期两步式的变化特点可能并不是全球性的, 原来在南极冰芯辨认出的南极冷事件(ACR)并不和北大西洋地区的 YD 事件对应^[4]; 新西兰南岛在 YD 阶段并没有显著温度下降, 当时冰川前进可能是由降水增加引起的^[5]; 中国南海尽管冰期-间冰期冬季温度变幅达 7℃, 但 YD 阶段却没有降温信号^[6]. 因此, 查明末次冰消期气候变化特点及其地理空间范围, 对于理解冰期向间冰期转变过程中地球气候系统运行的动力机制有重要意义. 本文根据广东湛江湖光岩玛珥湖沉积岩芯生物硅、总有机碳、总氮、总氢等有机地球化学指标记录, 提供了末次冰消期两步式的变化特点在东亚季风区低纬度存在的证据.

1 研究位置、材料和方法

湖光岩玛珥湖位于广东湛江市西南约 14 km 处(21°9'N, 110°17'E), 多年平均气温 23℃, 平均降水量为 1 600 mm, 属南亚热带到热带北部的气候过渡区, 夏季主要受来自西太平洋东南季风的影响, 盛行东南风; 冬季西伯利亚-蒙古季风盛行, 以偏北风为主. 湖光岩是典型的玛珥湖, 湖泊表面形态近圆形, 湖水面积 2.1 km², 最大水深近 20 m. 1997 年 2~4 月中德联合利用 Usinger 活塞钻探系统在湖区钻取了 A~G 共 7 个可以对比的沉积岩芯. 本研究所用岩芯剖面为 B 孔 682~980 cm 处, 剖面从上至下可分为界限明显的 4 个岩性单元(图 1): 682~748 cm

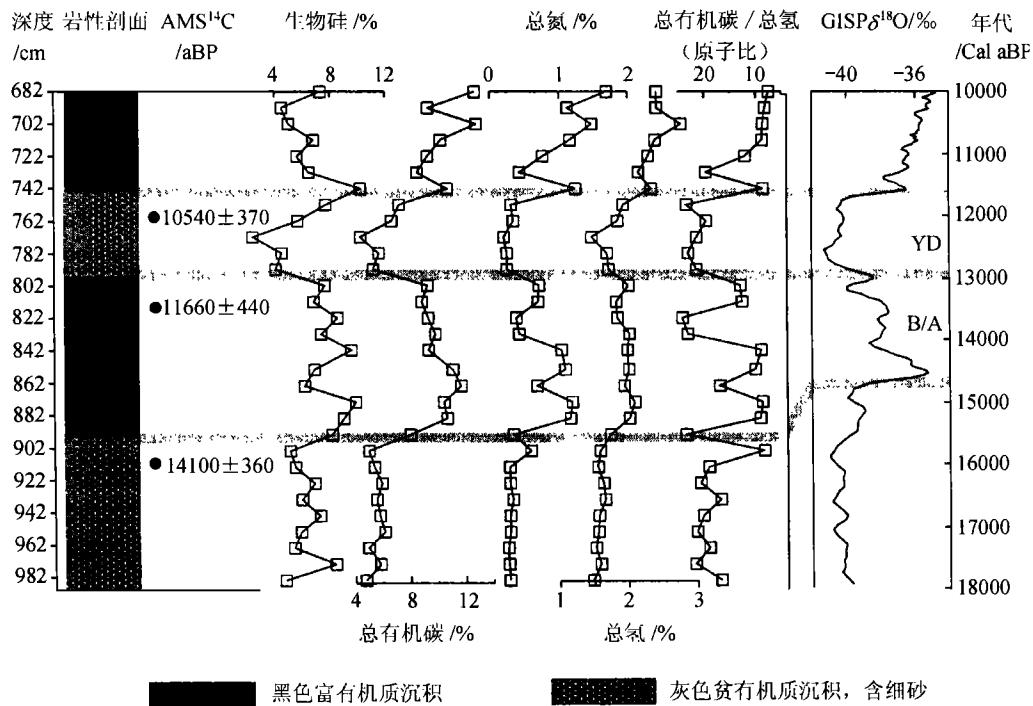


图 1 末次冰消期湖光岩玛珥湖 B 孔岩芯沉积剖面、AMS ¹⁴C 测年结果、古季风指标记录及其与格陵兰冰芯氧同位素变化曲线^[7]对比

为黑色富有机质腐泥,含残留的陆源植物树叶、种子;748~796 cm以灰色贫有机质的粘土为主,可见细砂;796~894 cm为黑色富有机质腐泥,含大量的硅藻碎屑;894~990 cm以灰色贫有机质的粘土为主,含有大小不等的细砂。

以10 cm间隔连续分样,并对样品冷冻干燥后,分析了样品中生物硅(biogenic silica)、总有机碳(TOC)、总氮(TN)、总氢(TH)的含量。生物硅是在2 mol/L Na_2CO_3 碱溶液提取溶解硅后,再用硅钼兰比色法测定,测量误差为 $\pm 5\%$ ¹⁾。总有机碳、总氮、总氢是用HCl去除碳酸盐后使用Vario EL元素分析仪测定,氧化炉温度为950℃,还原炉温度为600℃,测量精度为0.05%。3个AMS¹⁴C测年样品由北京大学¹⁴C年代实验室测定,其中759, 815 cm处的样品为保存完好的陆生植物茎叶,912 cm处为块状样品。

2 分析结果与古气候重建

生物硅绝大部分来源于湖泊硅藻壳的沉积,它的丰度反映了湖泊硅藻初始生产力,其变化受湖泊区域气候环境调控^{18,9)},在温暖的气候下,有利于硅藻的繁殖发育,充足的降水也将使大量的营养物质进入湖中,从而提高以硅藻为主的湖泊初始生产力,反之冷、干的气候条件不利于其发展;湖泊沉积物总有机碳含量一般指示了湖泊古生产力和湖泊区域生物量的变化,温暖湿润的气候条件下总有机碳含量高,反之含量低^{10,11)};总氮、总氢一般来源于有机物,碳氮比是判断湖泊有机质来源的有效指标,并间接指示了区域环境的变化¹²⁾。湖光岩,现代温度、降水主要受控于夏季风的变化,热带辐合带尽管也对本区有一定的影响,但它的影响是不稳定的。因此,在长的时间尺度上,生物硅、总有机碳及其总氮、总氢的变化总体上可能指示了夏季风的变化。

从测年数据和分析结果可见(图1),研究剖面覆盖了末次冰消期,气候替代指标表现了阶段性变化,并与沉积岩相的变化相关,显示了末次冰消期东亚夏季风两步式的变化特点,两次显著的变暖相当于Bølling-Allerød(B/A)期和全新世早期,其间的气候回返事件相当于YD阶段。在B/A前,夏季风强度较弱,生物硅、总有机碳、总氮和总氢含量较低,碳氮比指示了有机物以陆源为主,气候环境处于相对干凉状态;在B/A期,夏季风强度突然加强,生物硅、总有机碳、总氮和总氢含量显著增加,碳氮比指示了有机物以水生为主,这是末次冰消期气候的第一次回暖,这一时期气候也有波动,但幅度较小;随后YD发生,气候处于非常凉干的条件下,生物硅、总有机碳、总氮和总氢含量降到最低,碳氮比指示了有机物以陆源为主;此后,夏季风强度又突然加强,生物硅、总有机碳、总氮和总氢含量迅速增加,碳氮比指示了有机物变化为以水生为主,气候开始了末次冰消期的第二次回暖,从此进入了冰后期气候,但在全新世早期阶段,季风系统并不稳定,气候波动仍较大。湖光岩末次冰消期两步式的气候变化序列也被孢粉记录所证实(吕厚远,私人交流),在B/A前植被类型以中亚热带落叶-阔叶-针叶混交林为主,B/A期大量地出现了热带季雨林,在YD期温带成分迅速大量出现,而在全新世早期带、南亚热带季雨林增加,植被迅速演变为热带季雨林类型。

3 讨论与结论

湖光岩玛珥湖沉积物生物硅等气候替代指标所显示的末次冰消期东亚夏季风的变化十分

1) 王文远. 中国南方湖光岩玛珥湖高分辨率的古气候记录. 中国科学院地质研究所博士论文, 1998. 25~28

符合两步式的冰消期模式, 如果比较湖光岩有机地球化学指标曲线与格陵兰冰芯氧同位素变化曲线^[13], 可以看出二者有非常相似的形态变化(图 1)。有机地球化学指标、岩性变化和孢粉资料也明确地显示了 YD 的存在, 它不仅表现在降水的显著减少, 而且表现了气温的降低, 这为西北太平洋低纬度区存在 YD 事件^[7]提供了新的来自于陆地的证据。由于测年数据较少, 尚难以精确地确定气候事件起始与结束的相位, 但是, 根据 3 个年龄结果推导的沉积速率线性内插计算, 可以判定湖光岩记录的 YD 事件与格陵兰冰芯记录的此事件的相位是基本一致的, 而湖光岩 B/A 期的初始转暖(约为 16 000 Cal aBP, 此数据经 Stuiver 等人^[14]提供的校正程序校正)要早于格陵兰(14 700 Cal aBP)^[7], 这一现象也记录在低纬度西南季风区^[15]、山地冰芯^[16]以及指示低纬度温度和降水变化的大气甲烷含量记录中^[17]。由此, 我们认为这一特点可能具有区域性。

北半球末次冰消期初始转暖首先发生在低纬度区, 而 YD 事件在高低纬是同相位变化的, 这显示了末次冰消期北半球高低纬度气候联系的复杂性。目前比较流行的以北半球高纬度区作为气候变化“驱动”源的北大西洋底层流传送带模式, 虽能较好地解释北半球中高纬地区末次冰消期两步式的变化^[18], 却难以解释末次冰消期初始转暖首先发生在低纬度区这个事实。Benson 等人^[19]研究美国 Owens 湖末次冰消期沉积岩芯氧同位素变化, 发现了与格陵兰冰芯记录相类似的水文振荡事件, 并认为其变化是由北大西洋底层流传送带驱动的大气动力对北太平洋地区作用而产生的至少北半球范围气候近乎同步变化的结果, 而湖光岩的有机地球化学指标记录也难以完全支持这个解释。纵观现有古气候资料, 末次冰消期两步式的气候变化形式虽然记录在全球的许多地区, 气候系统显示了类似的行为, 但是气候变化的过程是复杂的, 它可能涉及了米兰科维奇动力^[20]、冰川内部动力过程和大洋环流的改变^[21]以及大气动力作用^[22]等诸多动力条件, 目前研究还不能给出一个令人满意的解释。最近几年, 热带海洋在末次冰期-间冰期气候旋回中的作用如何引起了人们特别的关注, 尽管它所扮演的角色还不清楚, 但是研究表明, 与之相联系的热带水文循环^[23]以及大气 CO₂ 的变化^[24]可能是驱动全球气候变化十分重要的因素, 这无疑会启示人们从新的角度去审视古气候理论的许多难题, 包括冰期-间冰期转换过程的动力机制问题。

本文研究的价值在于资料本身, 它提供了末次冰消期两步式变化在西北太平洋低纬度陆地区存在的证据, 并显示了北半球末次冰消期初始转暖低纬度区超前高纬度区的事实。未来的研究需要在更广的空间寻求高分辨率年代控制的古气候记录, 从而全面地来认识末次冰消期两步式的变化过程。

致谢 生物硅、总有机碳、总氮、总氢在中国科学院广州地球化学研究所国家有机地球化学重点实验室测定, AMS¹⁴C 测年由北京大学考古系 ¹⁴C 年代实验室测定。本工作为国家自然科学基金(批准号: 49894170, 49772173)、国家杰出青年基金和中国博士后基金资助项目。

参 考 文 献

- 1 Kapuz N K, Jansen E A. A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the last deglaciation from the SE Norwegian sea: Documentation of rapid climatic changes. *Paleoceanography*, 1992, 7(4): 499 ~ 520
- 2 Talor K C, Lamorey G W, Doyle G A, et al. The flickering switch of late Pleistocene climate change. *Nature*, 1993, 361: 432 ~ 436

- 3 Jouzel J, Vaikmae R, Petit J R, et al. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate Dynamics*, 1995, 11: 151 ~ 161
- 4 Blunier T, Schwander J, Stauffer B, et al. Timing of the antarctic cold reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophysical Research Letter*, 1997, 24: 2683 ~ 2686
- 5 Singer C, Shulmeister J, McLea B. Evidence against a significant Younger Dryas cooling event in New Zealand. *Science*, 1998, 281: 812 ~ 814
- 6 Thunell R C, Miao Q. Sea surface temperature of the western Equatorial Pacific Ocean during the Younger Dryas. *Quaternary Research*, 1996, 46: 72 ~ 77
- 7 汪品先, 卞云华, 李保华, 等. 西太平洋边缘海的“新仙女木”事件. *中国科学, D辑*, 1996, 26(5): 452 ~ 460
- 8 Colman S M, Peck J A, Karabanov E B, et al. Continental climate response to orbital forcing from biogenic silica records in lake Baikal. *Nature*, 1995, 378: 769 ~ 771
- 9 Xiao J L, Inouchi Y, Kumai H, et al. Biogenic silica record in lake Biwa of central Japan over the past 145,000 years. *Qua Res*, 1997, 47: 277 ~ 283
- 10 Sifeddine P, Bertrand E, Lallier V, et al. Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the Last 15 ka: Lac du bouchet (Massif central, France). *Quaternary Science Reviews*, 1996, 15: 203 ~ 212
- 11 罗建育, 陈镇东, 万政康. 台湾大鬼湖的古气候研究. *中国科学, D辑*, 1996, 26(5): 474 ~ 480
- 12 Meyers P A, Lshiwatari R. Lacustrine organic geochemistry——an overview of indicators of organic matter source and diagenesis in lake sediments. *Org Geochem*, 1993, 20(7): 867 ~ 900
- 13 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. *Quaternary Research*, 1995, 44: 341 ~ 354
- 14 Stuiver M, Reimer P J. Radiocarbon calibration program rev 3.0.3. *Radiocarbon*, 1993, 35: 215 ~ 230
- 15 Siroco F, Garbe-Schonberg D, McIntyre A, et al. Teleconnections between the subtropical monsoon and high-latitude climates during the last deglaciation. *Science*, 1996, 272: 526 ~ 529
- 16 Thompson L G, Davis M E, Mosley-Thompson E, et al. A 25,000 year tropical climate history from Bolivian Ice Cores. *Science*, 1998, 282: 1958 ~ 1964
- 17 Chappellaz J, Blunier T, Raynaud D, et al. Synchronous changes in atmosphere CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature*, 1993, 363: 218 ~ 220
- 18 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic holocene and glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257 ~ 1266
- 19 Benson L, Burdett T, Land S, et al. Nearly Synchronous climate change in the Northern Hemisphere during the last glacial termination. *Nature*, 1997, 388: 263 ~ 265
- 20 Imbrie J, Boyle E A, Clements S C, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles, I. Linear responses to Milankovich forcing. *Paleoceanography*, 1992, 7: 701 ~ 738
- 21 Broecker W S, Denton G H. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 7: 2465 ~ 2501
- 22 Mayewski P A, Twickler M S, Whitlow S I, et al. Climate change during the last deglaciation in Antarctica. *Science*, 1996, 272: 1636 ~ 1638
- 23 Cane M A. A role for the tropical Pacific. *Science*, 1996, 282: 40 ~ 41
- 24 Broecker W S, Henderson G M. The sequence of events surrounding termination II and their implications for the causes of glacial interglacial CO₂ changes. *Paleoceanography*, 1998, 13: 352 ~ 364

(1999-11-07 收稿)