末次冰期以来南海北部孢粉记录的植被演化及千年尺度气候事件

罗运利[①]　孙湘君[①②]

(①中国科学院植物研究所, 北京 100093; ②同济大学国家教育部海洋地质重点实验室, 上海 200092. E-mail: lyl@ibcas.ac.cn)

摘要　对南海北部大洋钻探 ODP1144 站(20°3.18′N, 117°25.14′E, 水深 2037 m)上部(0~31 m, 27~0 kaBP)共 180 个孢粉样品进行了分析研究, 时间分辨率为 150 年/样. 孢粉谱的主要特征是全新世时松属花粉占优势, 末次冰期时草本植物花粉占优势, 但仍然有一定数量的热带亚热带植物花粉; 18kaBP 前后热带亚热带植物花粉沉积率开始升高, 草本植物沉积率以及百分含量都开始迅速降低, 意味着此时气候开始变暖变湿润, 导致大陆甚至出露的大陆架上开始生长更多的热带亚热带植被以及温带植被, 而原来大陆架上广为发育的草地范围相应缩小, 表明冰期时南海北部出露的大陆架上除了占优势的草地, 仍然可能生长热带亚热带以及温带落叶植被. 这也进一步深化了我们之前对冰期时南海北部出露的大陆架上生长的植被的认识. 详细的对比表明, 孢粉组合的变化要早于氧同位素记录指示的海平面的变化, 表明中低纬度地区气候变暖早于高纬度极地冰盖的后退. 还讨论了孢粉组合反映的植被变化所记录的千年尺度的气候事件.

关键词　孢粉　植被演化　千年尺度气候事件　南海　大洋钻探(ODP)

大量的古气候记录揭示, 末次冰期以来存在着千年尺度的叠加于地球轨道周期之上的亚米兰科维奇准周期波动[1], 如北大西洋Heinrich气候变冷事件(间隔 7~10 ka)[2,3]、格陵兰冰芯快速变暖的Dansgaard/Oeschger事件(千年级准周期)以及几次D-O事件之后发生一次Heinrich事件所组成的Bond旋回[4]. 目前关于千年尺度气候变化的研究, 主要集中在高纬度地区, 而低纬度地区末次冰期以来的气候变化一直是第四纪古气候研究关注的热点. 圣巴巴拉海盆浮游有孔虫氧同位素和有孔虫组合的变化揭示了末次冰期具有一系列与D-O事件相关的表层海水温度(SST)快速变化[5], 表明大气和海洋的快速重组不仅仅局限于北大西洋, 还可以在更大范围内发生[6]. 加里福尼亚大陆边缘的最小含氧量带发生的急剧的波动, 也说明千年尺度的快速气候变化涉及地球环境系统的诸多方面, 也包括生物圈[5]. 热带海区卡里亚科海盆ODP1002站[7]以及百慕大海隆钻孔MD95-2036站[8]的快速气候变化, 进一步证实了快速气候变化可以通过大气传播, 也说明了热带海区在冰期尺度古气候事件中起着一定作用. 南海深海沉积物的研究也揭示了末次冰期存在这种千年尺度的气候波动[9,10]. Stott等人[11]对赤道西太平洋MD98-2181站浮游有孔虫氧同位素和Mg/Ca比值的分析研究表明, 存在类似于现代厄尔尼诺-南方涛动的热带海洋-大气系统的变化, 可能是冰期千年尺度古气候事件的根源所在.

日益增多的发现表明热带海区, 尤其是西太平洋暖池区是地球表面接受聚集辐射能量的中心, 在全球气候变迁中起着关键作用. 南海由于其沉积物连续, 沉积速率高, 为环境变化高分辨率研究提供了理想的材料, 吸引了广泛的关注[12~23]. 南海南部ODP1143站位碳同位素记录的研究表明了第四纪气候旋回不仅受高纬度地区的冰盖驱动, 而且也受低纬度地区的热带驱动[24]. 本文依据ODP1144孔高分辨率的孢粉记录以及同一钻孔的氧同位素分析资料, 来讨论南海北部末次冰期以来特别是末次盛冰期的植被演化, 并借此获得该地区末次冰期以来千年尺度快速气候变化的认识, 进而探索热带海洋在地球系统中的作用.

1　研究材料、年代地层学及方法

孢粉样采自ODP1144孔(20°3.18′N, 117°25.14′E), 该孔位于南海东北部, 水深 2037 m, 孔深 453 m[25]. 沉积物相当均一, 为半深海陆缘淤泥, 沉积速率很高. 0~31 m(27~0 kaBP)地层共采集深海沉积物孢粉样品 180 个, 时间分辨率大致为 150 年/样品. 这一时段可

以与深海氧同位素(MIS)1~2 期和 3 期的上部进行对比, 各层位年龄由Christian等人提供[1)], 主要是依据 7 个AMS^{14}C年龄(表 1), 并参照冰芯氧同位素中的D-O事件以及H事件的年龄进行对比, 然后进行线性内插获得各个层位的年龄.

表 1 1144 站位 AMS^{14}C 年代数据表

合成深度[a)] /mcd·m^{-1}	AMS ^{14}C 年龄 /aBP(^{14}C)	误差/a	校正年龄/aBP
0.71	1721	±60	1272
5.21	9487	±65	10272
10.44	13571	±75	15715
17.22	16420	±90	18999
22.23	19180	±120	22175
27.5	22430	±110	25310
33.07	26790	±240	30280

a) 合成深度(mcd)为同一地点 3 个钻孔合成为一个钻孔后的综合深度(composite deposition)

孢粉样品处理在同济大学海洋地质开放实验室进行. 每个样品用量为 10~20 mL 沉积物. 先用盐酸溶液去掉沉积物中的钙质, 再用氢氟酸洗去硅质, 最后用孔径 7 μm 尼龙筛在超声波中过滤, 去掉杂质, 可以得到干净富集的孢子花粉和炭屑.

每个样品统计陆生种子植物的花粉(除各类孢子)200 粒以上, 如果松属花粉过多, 除松属外, 其他种子植物花粉统计数量不低于 100 粒. 这样每个样品统计的孢粉总数在数百到千粒. 百分比计算是以陆生种子植物花粉总和为基数.

关于本地区区域地质、气候及植被概况, 在许多文章中已有详细的描述[15~23], 在此不再赘述.

2 分析结果

共鉴定统计 124 类孢粉类型, 其中除松属及一些草本植物花粉外, 其他每个类型的孢粉(特别是热带、亚热带类型)数量均很少. 依据生态类型, 将松属(*Pinus*)以外孢粉类型划分了几个组, 作为制作花粉图式的依据, 如:

草本植物花粉组(Herbs): 以蒿属(*Artemisia*)、禾本科(Gramineae)、莎草科(Cyperaceae)为主, 还见有菊科(Compositae)、藜科(Chenopodiaceae)等.

山地针叶乔木组(Montane conifers): 云杉(*Picea*)、冷杉(*Abies*)、铁杉(*Tsuga*).

热带山地针叶乔木组(Tropical montane conifers): 罗汉松(*Podocarpus*)、鸡毛松(*Dacrycarpus*)、泪杉(*Dacrydium*)、叶枝杉(*Phyllocladus*)等

温带落叶乔木组(Temperate broadleaved taxa): 栎属(*Quercus*-deciduous)、桦木(*Betula*)、桤木(*Alnus*)、鹅耳枥(*Carpinus*)、胡桃(*Juglans*)、榆(*Ulmus*)等属.

热带亚热带常绿植物组(Tropical and subtropical taxa): 栎属(*Quercus*-evergreen)、阿丁枫属(*Altingia*)、冬青(*Ilex*)、栲/石栎(*Castanopsis/Lithocarpus*)、野桐/血桐(*Mallotus/Macaranga*)等属及大戟科(Euphorbiaceae)、棕榈科(Palmae), 野牡丹科(Melastomataceae)、楝科(Meliaceae)、桑科(Moraceae)等.

淡水水生植物组(Aquatics): 香蒲(*Typha*)、狐尾藻(*Myriophyllum*)、莼菜(*Nymphoides*).

红树林(Mangroves): 以红树属(*Rhizophora*)和海桑属(*Sonneratia*)为主

此外还有大量的角苔属(*Anthoceros*)和蕨类孢子(Ferns, 如 *Gleichenia*, Davaliaeceae, *Pteris*, *Cyathea*).

根据孢粉百分含量(孢粉百分含量为所统计的各类型孢粉数与全部陆生种子植物花粉总数的比值)及沉积率(单位时间、单位面积内沉积的孢粉数)曲线变化, 将 0~31 m 地层划分为 4 个带, 0~6.6 m(0~11573 aBP(^{14}C))为全新世(Holocene); 6.6~9.8 m(11573~14200 aBP(^{14}C))为末次冰消期(Deglaciation); 9.5~22.5 m(14200~22300 aBP(^{14}C))为末次冰期冰盛期(Last Glaciation Maximum); 22.5~30.32 m(22300~26630 aBP(^{14}C))为氧同位素 3 期(MIS3)(图 1, 2).

(1) MIS3 期: 22.5~30.32 m, 26.6~22.3 kaBP. 松属(34.9%, 平均百分含量, 下同)和草本植物花粉(29.7%)占优势, 热带亚热带植物花粉占 14.9%, 温带落叶植物花粉占 12.7%, 其他类型花粉含量较低; 各类型花粉以及总的沉积率(202 粒/(cm^2·a))都很高.

(2) 末次冰盛期(LGM): 9.8~22.5 m, 22.3~14.5 kaBP. 松属花粉(24.3%)百分含量下降, 草本植物花粉(40.2%)明显升高. 热带和亚热带植物花粉(16.1%)在本段后期(约 18 kaBP 前后)有所升高, 温带阔叶林植物花粉(10.7%)则略有下降. 出现较多的角苔属孢子(2.3%). 花粉总沉积率(270 粒/(cm^2·a))特别是草本植物花粉(109 粒/(cm^2·a))以及角苔属孢子沉积率(6.3 粒/(cm^2·a))大大升高. 热带和亚热带植物花粉沉积率在 18 ka 前后开始升高, 之后逐渐下降, 其他类型

1) Christian Buhring, Michael Sarnthein, Helmut Erlenkeuser. Toward a high-resolution isotope stratigraphy of the last 1.1 million years: Site 1144, South China Sea. Marine Geology (in press)

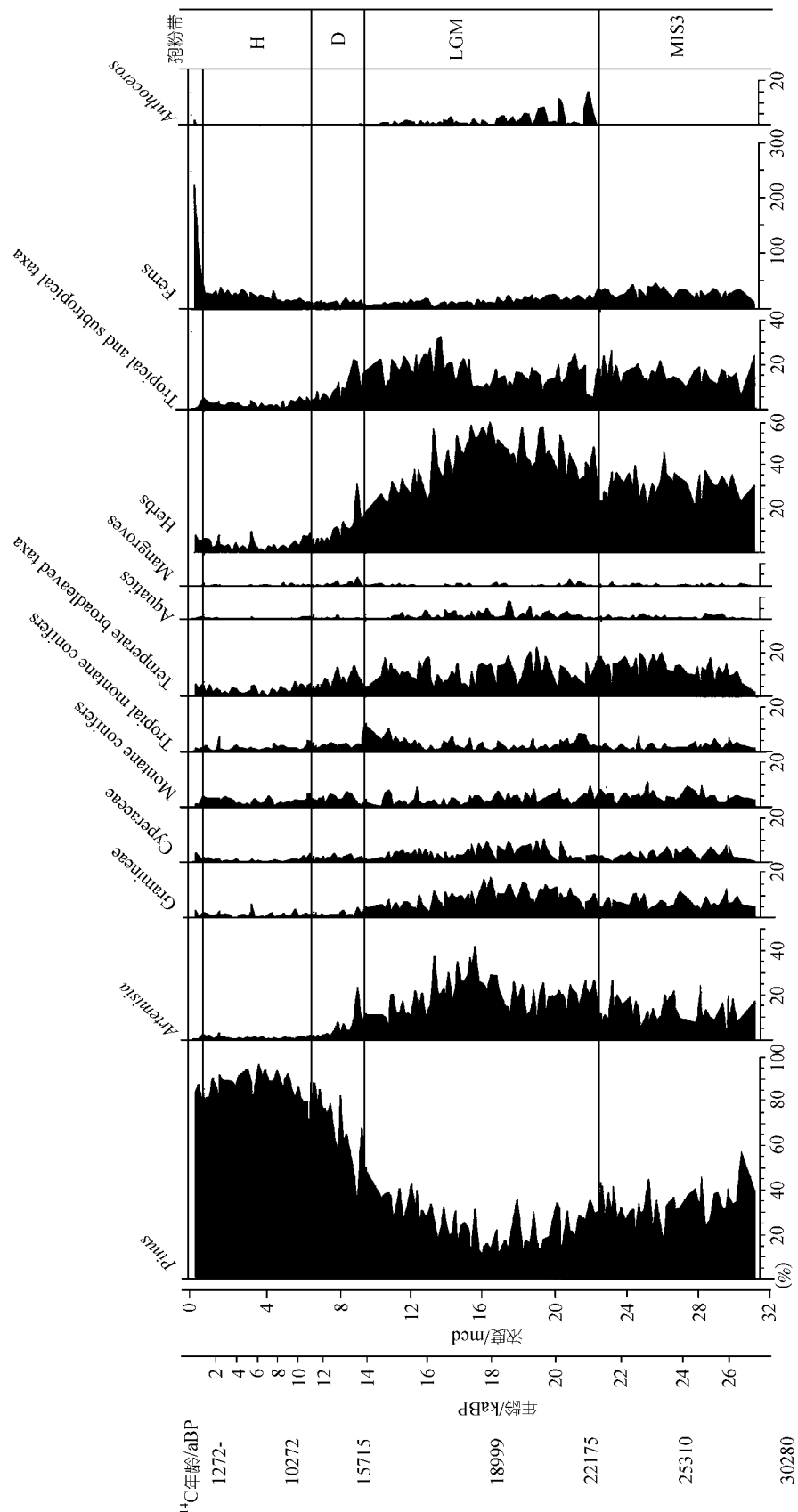

图 1 南海北部 1144 站 0~31 m 层段孢粉百分含量图谱

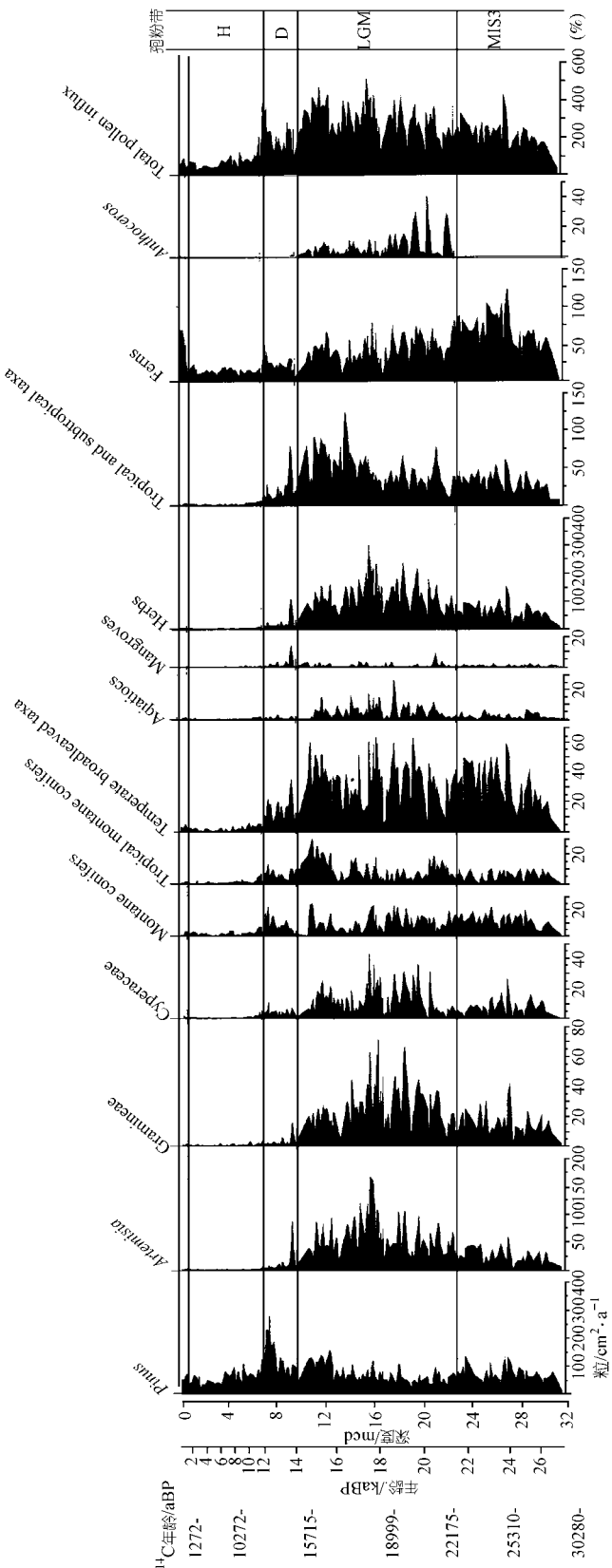

图 2 南海北部 1144 站 0~31 m 层段孢粉沉积率图谱

花粉沉积率变化不大.

(3) 末次冰消期(Deglaciation): 6.6~9.8 m, 14.5~11.5 kaBP. 松属花粉含量(68.2%)大大升高, 草本植物花粉(9.1%)则明显下降, 热带亚热带乔木花粉(8.6%)以及温带落叶植物花粉(6.7%)均有所下降. 本带花粉总沉积速率(72.9 粒/(cm^2·a))特别是草本植物花粉((18.2 粒/(cm^2·a))大大下降.

(4) 全新世(Holocene): 0.0~6.6m, 11.5~0 kaBP. 松属花粉占绝对优势, 平均占孢粉组合的 86%以上. 其他类型花粉含量很低. 花粉总沉积率(65.9 粒/(cm^2·a))较冰期和冰消期明显降低, 仅为末次冰期的 1/3~1/2. 值得一提的是, 全新世晚期(0~0.4 m, 0~0.7 kaBP), 孢子含量突然升高, 占陆生植物花粉总数的 131%.

3 讨论

依据南海表层沉积物中的花粉分布, 孙湘君等人[15,16]分析了该地区花粉的源区及其传播途径和传播机制. 根据这一研究, 结合本孔花粉谱变化, 可以发现一些值得关注的问题:

(ⅰ) 根据花粉百分含量及沉积率图谱, 可以看出, 末次冰期时, 草本植物花粉百分含量较高, 花粉沉积率也很高. 然而南海表层沉积物中仅在北部样品中见到少量草本植物花粉[15~22], 而且草本植物如禾本科和莎草科等植株矮小, 花粉不易远距离传播. 这说明这么多的草本植物花粉在末次冰期时出现, 其花粉来源不可能是来自于南海北部周边大陆. 因此这很可能是因为海平面下降, 大陆架出露, 大陆架上发育了草地, 海岸线离研究地点的距离也较近, 导致到达沉积地点的花粉特别是草本植物花粉大大增多. 而全新世, 草本植物花粉含量与花粉沉积率都大大降低, 表明气候变暖, 海平面上升, 大陆架淹没海岸线离研究地点的距离变远, 导致到达沉积地点的花粉特别是草本植物花粉大大减少.

(ⅱ) 热带和亚热带植物在现代南海北部陆地和岛屿十分繁盛, 但在北部海域表层沉积物中花粉浓度很低, 且明显具有在近岸处浓度较高的特征, 表明河流与沿岸流可能是其主要传播动力, 花粉主要来自于大陆南部及周围岛屿[15,16]. 尽管热带亚热带植物花粉百分含量在末次冰期和全新世变化不大, 但其沉积速率在冰期中却远远高于间冰期. 而且在末次冰期各个时期(MIS3, 冰盛期和冰消期)热带亚热带植物花粉沉积率都比较高, 表明在冰期时大陆南端甚至在包括出露的大陆架上仍然有热带亚热带植物生长. 这一方面是由于海岸线离沉积地点距离变短, 另一方面由于冰期气候冬季风增强, 因而可以将更多地花粉带到沉积地点. 对比草本植物、热带亚热带植物花粉沉积率曲线与氧同位素曲线(图 3), 可以发现: 在末次冰盛期早期(18 kaBP以前)与氧同位素 3 期(MIS3 期)相比, 热带亚热带植物花粉沉积率没有明显的变化, 而草本植物花粉沉积率则有所升高, 这是由于冰盛期时海平面下降, 大陆架出露范围增大, 出露的大陆架上广泛生长了草原植被; 在大约 18 kaBP时热带亚热带植物花粉沉积率开始升高, 此时伴随着草本植物花粉沉积率以及百分含量都开始迅速降低, 而此时氧同位素曲线并没有表明此时海平面升高, 这种变化可能意味着此时气候开始变暖变湿润, 大陆甚至出露的大陆架上开始生长更多的热带亚热带植被以及温带植被, 原来大陆架上广为发育的草地的范围则相应缩小, 导致了草本植物花粉沉积率及百分含量开始降低.

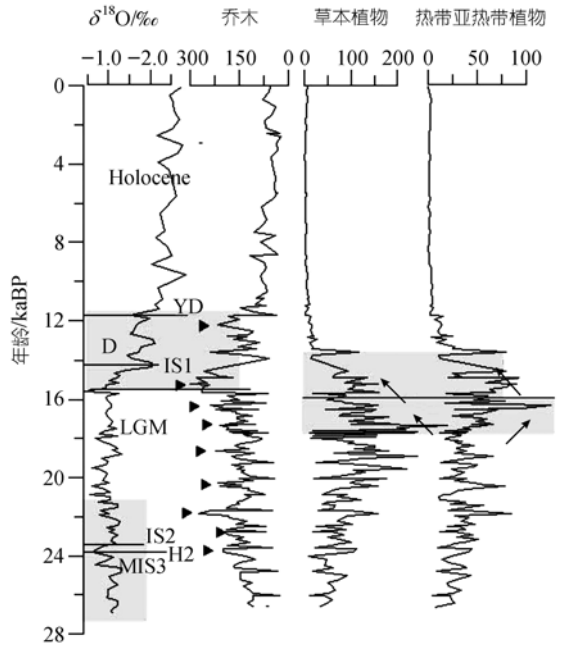

图 3　末次冰期千年尺度的快速气候波动. 乔木花粉、热带亚热带植物、草本植物花粉沉积率(粒/(cm^2·a))与氧同位素曲线对比

乔木花粉总沉积率指示冬季风强度. 草本植物花粉沉积率与大陆架出露范围有关. 三角符号代表千年尺度快速气候波动

而从 15.3 kaBP 开始, 各类型花粉, 包括热带亚热带植物、草本植物花粉的沉积率都迅速下降. 同时, 氧同位素值在此时为最低, 表示海平面下降到最低值, 乔木花粉沉积率最大值也表明此时冬季风最强;

此后氧同位素开始迅速升高，全球气候变暖，海平面开始升高，导致大陆架出露范围缩小，直到全新世时大陆架完全被淹没，这直接导致了各类型花粉沉积率降低到最小.

综上所述，可以认为在冰期时南海北部出露的大陆架上除了占优势的草地，仍然生长热带亚热带植被，特别是在末次冰期后期，热带亚热带植被逐渐取代草地植被. 这也进一步深化了之前我们对冰期时南海北部出露的大陆架上生长的植被的认识.

(iii) 氧同位素值主要反映海平面变化，间接指示了全球冰盖体积大小的变化，乔木花粉总沉积率(主要是松属花粉)主要反映了冬季风强度的变化，二者都代表了高纬地区气候的变化；而草本植物以及热带亚热带植物花粉沉积率变化则主要反映了南海北部大陆架上发育的植被，代表了低纬度地区气候变化造成的植被变化. 热带亚热带植物花粉以及草本植物沉积率变化早于氧同位素值的变化，表明在末次冰期冰消期时气候转变过程中，低纬度地区气候由冷变暖超前于高纬度地区，大约超前 2.5 ka.

吕厚远等人[26]对冲绳海槽DG9603 孔高分辨率的硅藻、有孔虫、孢粉和植物硅酸体化石的记录研究表明：中国东部海区 20 kaBP以来海洋环境的变化滞后陆地气候的变化约 1 ka，这正好表明热带低纬度地区(南海)率先变暖，而中纬度地区(东海)以及高纬度地区依次变暖的事实. 王文远等人[27]对热带湖光岩玛珥湖沉积物高分辨率研究也揭示了北半球低纬度地区末次冰消期开始转暖超前于高纬度地区的现象.

这种现象在倒数第二次冰期向末次间冰期转变的过程中也有所体现[28]，这说明这种现象不是偶然的，其原因尚不清楚. 一些研究者认为低纬度地区热带水文循环可能是驱动全球快速气候变化十分重要的因素，特别是起温室气体作用的大气水分含量的变化[29]. 总之，尽管热带海洋表面温度初始增高的假设和原因还有待于进一步认识，在冰期-间冰期气候旋回中的作用也不甚清楚，但是与之相联系的热带水文循环[30]以及大气CO_2[31]的变化可能是驱动全球气候变化十分重要的因素. 一个可能的推测是，当从冰期向间冰期过渡的时段，低纬度热带海洋表面温度开始增高，大量的海水蒸发增加了大气中水汽含量而使得低纬度地区迅速变暖，在高纬度地区由于巨大冰盖的效应而表现为滞后[31].

(iv) 南海北部现代表层沉积物花粉数量分布格局表明，现代松属花粉主要是由东北季风从大陆携带经巴士海峡进入南海，再随洋流向西南海域扩散[15,16]. Sun等人[23]曾利用乔木花粉总沉积率(主要是松属花粉)变化代表冬季风强度变化. 吕厚远等人[26]依据氧同位素资料指出，新仙女木事件(YD)、D-O事件 1 和 2(IS1, IS2)以及Heinrich事件 2(H2)的时代分别为 11.7, 14.4, 23.5 和 23.8 ka(如图 3 所示). 而乔木花粉沉积率的变化则表明，27 ka以来存在很多次快速短暂的气候波动，如图 3 所示，三角号指向乔木花粉沉积率的峰值，意味着冬季风较为强劲，代表冰期时一些比较快速短暂的气候波动.

利用频谱分析[32]计算了末次冰期乔木花粉沉积率以及草本植物、松属花粉百分含量变化的周期(图 4 为乔木花粉沉积率频谱分析的结果)，结果表明在末次冰期存在明显的 7100, 2900 和 1500 年的周期以及大约 780 年的周期. 其中 7100 年可能与北大西洋发现的Heinrich事件的准周期相对应，2900 年的周期在南海北部的 17940 孔中也有所发现，可能与格陵兰冰心中发现的 1~3 ka的Dansgaard-Oeschger周期对应[4,5]. 而 1500 年的周期则可以与一些热带海洋地区的研究中发现的 1500 年的周期相对应[6~8]，也就是三角符号所指示的一些快速气候波动，可能是季风气候所特有的周期. 780 年的周期可以与Wang等人[9]在 17940 孔中发现的全新世中 770 年左右的周期对比. Stott等人[11]认为，冰期时低纬度海洋地区存在的千年尺度古气候事件的根源所在，可能是由于热带海洋-大气系

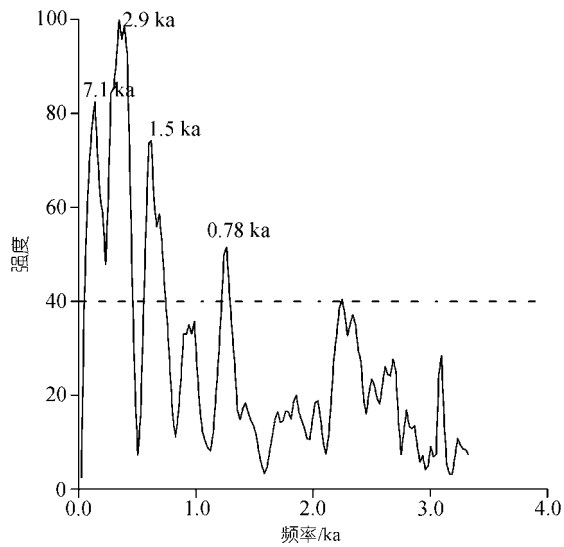

图 4 乔木花粉沉积率频谱分析显示的千年尺度准周期. 短划线代表 95%的可信度 (6 dB, BW = $1.11\times10^{-0.4}$, α = 0.05)

统的变化所造成，可能与厄尔尼诺-南方涛动的长周期的气候变化有关.

致谢 本项研究所用的样品及资料由大洋钻探项目(ODP)提供. 本工作受国家重点基础研究发展规划项目(批准号: G2000078502)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 49999560)以及国家自然科学青年基金(批准号: 49901018)资助.

参 考 文 献

1 汪品先, 剪知湣. 寻求高分辨率的古环境记录. 第四纪研究, 1999, (1): 1~17
2 Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. Quaternary Research, 1988, 29: 142~152[DOI]
3 Broecker W S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. Nature, 1994, 372: 421~424[DOI]
4 Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 1993, 365: 143~147[DOI]
5 Kennett J P, Peterson L C. Rapid climate change: ocean response to earth system instability in the late Quaternary. Joides Journal, 2002, 28(1): 5~9
6 Hendy I L, Kenner J P. Late quaternary north pacific surface water response imply atmosphere~driven climate instability. Geology, 1999, 27: 291~294[DOI]
7 Pterson L C, Huang G H, Hughen K, et al. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. Science, 2000, 290: 1947~1951[DOI]
8 Sachs J P, Lehman S J. Subtropical north Atlantic temperatures 60000 to 30000 years ago. Science, 1999, 286: 756~759[DOI]
9 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. Marine Geology, 1999, 156(3/4): 245~284[DOI]
10 罗运利, 孙湘君. 南海深海沉积物花粉记录的快速气候波动事件. 第四纪研究, 1999, (6): 536~540
11 Stott L, Poulsen C, Lund S, et al. Super ENSO and global climate oscillation at millennial time scales. Science, 2002, 297: 22~226
12 汪品先. 冰期旋回中西太平洋边缘海的季节性与暖池的多样性. 中国科学, D 辑, 1998, 28(1): 1~6
13 翦知湣, 李宝华, Pflauman U, 等. 西太平洋晚全新世变冷事件. 中国科学, D 辑, 1996, 26(5): 461~466
14 翦知湣, 陈民本, 林慧玲, 等. 从稳定同位素与微体化石看南海南部末次冰消期古海洋变化之阶段性. 中国科学, D 辑, 1998, 28(2): 118~124
15 孙湘君, 李逊. 南海现代花粉传播动力与途径在南北海域的差异. 中国科学, D 辑, 1997, 27(6): 494~498
16 Sun X, Li X, Beug H. Pollen distribution in hemipelagic surface sediments of the South China Sea and its relation to modern vegetation distribution. Marine Geology, 1999, 156: 221~226
17 Sun X, Li X. A pollen record of the last 37 ka in deep sea core 17940 from the northern slope of the South China Sea. Marine Geology, 1999, 156: 227~244[DOI]
18 Sun X, Li X, Luo Y, et al. The vegetation and climate at the last glaciation on the emerged continental shelf of the South China Sea. Palaeogeogr. Palaeoclinatol Palaeoecol, 2000, 160: 301~316[DOI]
19 Sun X, Chen X, Luo Y, et al. An insight into paleovegetation on the emerged shelf at the last galciation. Pollen data of the South China Sea. Acta Botanica Sinica, 1999, 41(9): 1016~1023
20 孙湘君, 李逊, 罗运利. 南海北部深海花粉记录的环境演变. 第四纪研究, 1999, (1): 18~26
21 李逊, 孙湘君. 南海南部末次冰期以来的孢粉记录及其气候意义. 第四纪研究, 1999, (6): 526~535
22 Sun X, Li X, Luo Y. Vegetation and climate on the Sunda Shelf of the South China Sea during the Last Glaciation——Pollen results from Station 17962. Acta Botanica Sinica, 2002, 44(6): 746~752
23 Sun X, Luo Y, Huang F, et al. Deep sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian Monsoon. Marine Geology, 2003, 201: 97~118[DOI]
24 Wang P, Tian J, Chen J, et al. Carbon reservoir changes preceded major ice~sheet expansion at the mid~Brunhes event. Geology, 2003, 31(3): 239~242[DOI]
25 Wang P, Prell W L, Blum P, et al. Proc. ODP. Init. Repts. 184: College Station TX (Ocean Drilling Program), 2000. 1~77
26 吕厚远, 刘振夏, 刘宝柱, 等. 2 万年来我国东部海陆环境变化的不同步现象. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22(1): 17~23.
27 王文远, 刘嘉麒, Negendank J, 等. 热带湖光岩玛珥湖记录的末次冰消期东亚夏季风两步式的变化. 科学通报, 2000, 45(8): 860~864[摘要]
28 罗运利, 孙湘君. 南海北部周边地区倒数第二次冰期——末次间冰期植被演化. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(1): 19~26
29 Broecker W S. Cooling the tropics. Nature, 1995, 376: 212~213[DOI]
30 Cane M A. A role for the tropical Pacific. Science, 1996, 282: 40~41
31 Broecker W S, Henderson G M. The sequence of events surrounding termination II and their implications for the causes of glacial interglacial CO_2 change. Palerceanography, 1998, 13: 352~364 [DOI]
32 Schulz M, Stattegger K. Spectrum analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. Computers and Geosciences, 1997, 23: 929~945[DOI]

(2004-08-30 收稿, 2004-11-29 收修改稿)