科学通报 2013 年 第 58 卷 第 30 期: 3079 ~ 3087
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

南海北部 MD05-2904 站位 2 万年以来孢粉记录的古环境演变

常琳[①], 罗运利[①*], 孙湘君[①②]

① 中国科学院植物研究所, 植被与环境国家重点实验室, 北京 100093;
② 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092
* 联系人, E-mail: lyl@ibcas.ac.cn

2013-01-07 收稿, 2013-04-25 接受, 2013-08-30 网络版发表
国家自然科学基金(91128208)资助

摘要 为了探讨末次冰盛期以来南海北部陆架及周边陆地上的植被演化, 选取大陆坡处 MD05-2904 站位岩芯顶部 0~749 cm (80~19189 cal a BP)深海沉积物进行研究, 共分析 122 个孢粉样品, 时间分辨率约为 157 a. 根据孢粉组分的变化, 自下至上划分了 3 个组合带, P1 带(749~479 cm, 19.2~15.1 cal ka BP)末次冰盛期, 大陆架广泛出露, 其上覆盖以蒿属为主的草地, 同时生长着热带亚热带乔木并偶见莎草科植物茂盛的湿地, 北部山地覆盖针叶林且顶部主要生长以铁杉为主的暗针叶林; P2 带(479~309 cm, 15.1~11.4 cal ka BP)冰消期, 草地面积逐渐缩小, 同时蕨类植物开始增多, 反映气候转暖转湿; P3 带(309~1 cm, 11.4~0.1 cal ka BP)全新世, 植被以常绿落叶阔叶林为主, 局部山地上生长着热带山地针叶林, 林下广泛分布着喜暖湿的蕨类植物, 反应了南亚热带气候环境. 值得注意的是, 该组合带底部(309~263 cm, 11.4~10.1 cal ka BP), 蒿属、莎草科等草本、部分喜凉的温带乔木及水生植物等花粉迅速增加, 揭示了一次冷湿气候事件. 对比该站位氧同位素变化, 孢粉组合变化所反映的气候变暖, 要早于氧同位素变化, 可能表明低纬地区冰消期气候转暖超前于高纬地区.

关键词
MD05-2904
南海北部
孢粉
古环境
快速变冷事件

南海北部陆架宽约 165~278 km, 面积约为 40×10^4 km^2[1,2]. 末次冰盛期(Last Glacial Maximum, 简称 LGM)时海平面大幅下降, 陆架出露, 冰消期时海岸线快速前进陆架又沉入水下[3,4], 直到 6 ka 海平面稳定, 形成现代海岸线格局[5]. 南海北部陆架是东亚季风影响的一个关键区域[6~8], 由于其特殊地理位置以及高速沉积特征[9], 使其对气候环境变化高度灵敏并具有放大效应[10].

LGM 时, 由于大陆架的广泛出露导致下垫面的反照率改变[11]、大气 CO_2 浓度迅速变化[12]进而对全球气候产生了重要影响. 因此, 其上生长何种类型的古植被是研究该区古环境以及该区所代表的低纬度地区古气候演变的关键. 对于该区孢粉学的研究始于 20 世纪 90 年代晚期, 至今已完成了 17940 和 ODP1144 两个站位的花粉分析[13~16]. 认为 LGM 时, 陆架上主要生长着以蒿属为主的草地, 同时还有热带亚热带乔木植被的分布, 但对于这一结果也有持不同的观点, 即陆架上主要分布着亚热带常绿阔叶林景观[17]. 针对这一问题尽管已有较多研究, 但目前仍无统一定论. 此外, 对于冰消期向全新世过渡期间, 出现的千年尺度降温变化也是近 2 万年以来重要的古气候事件, 除了著名的"新仙女木事件"外, 一些研究还报道了另一早全新世降温过程[18~20]. 由于低纬效应, 使该区对于全球性降温事件的响应有其特

引用格式: 常琳, 罗运利, 孙湘君. 南海北部 MD05-2904 站位 2 万年以来孢粉记录的古环境演变. 科学通报, 2013, 58: 3079–3087
Chang L, Luo Y L, Sun X J. Paleoenvironmental change base on a pollen record from deep sea core MD05-2904 from the northern South China Sea during the past 20000 years (in Chinese). Chin Sci Bull (Chin Ver), 2013, 58: 3079–3087, doi: 10.1360/972012-786

殊性, 因此对于2万年以来重要降温事件的讨论也有助于理解高纬地区冰量的变化对于低纬气候效应影响的机制.

根据之前研究中存在的问题, 本研究拟着重讨论以下两个问题: 其一, LGM 时南海北部陆架上到底覆盖何种植被? 其二, 冰消期末南海北部是否有过短时间尺度的降温变化? 这对于了解南海地区古气候演变, 甚至全球气候变化及区域性气候演化都具有十分重要的意义. 本研究取自 MD05-2904 站位, 其沉积物样品的分辨率约为 157 a, 远高于上述两个剖面, 期待通过其高分辨率的孢粉分析可以发现2万年以来更为详尽的古植被与古气候演变记录.

1 研究区概况

MD05-2904(图 1)站点(19°27.32′N, 116°15.15′E)位于南海北部陆架边缘, 处于台湾海峡与巴士海峡的交汇处, 与 ODP1144, 17940, MD05-2905 等站点相邻, 受季风及各种洋流作用影响较大, 如东沙海流、东海沿岸流、南海沿岸流、南海暖流等[21]. 该区属南亚热带季风气候, 相邻的北部沿海地区植被种类丰富多样, 主要由常绿阔叶林、热带山地针叶林及林下草本、蕨类植物组成. 常见的常绿乔木有樟属(*Cinnamomum*)、栲属(*Castanopsis*)、栎属(*Quercus*)、木荷属(*Schima*)、榕属(*Ficus*), 针叶树有马尾松(*Pinus massoniana.*)、杉木(*Cunninghamia*)、油杉(*Keteleeria*)、福建柏(*Fokienia*)等; 林下草本和蕨类植物有禾本科(Gramineae)、莎草科(Cyperaceae)、百合科(Liliaceae)、菊科(Compositae)、卷柏属(*Selaginella*)、里白属(*Hicriopteris*)、蹄盖蕨属(*Athyrium*)等. 该区北部还有一些山地, 其上生长有以油杉、竹柏(*Podocarpus nagi*)、三尖杉(*Cephalotaxus fortunei*)等为主的小面积纯林或混交林[22].

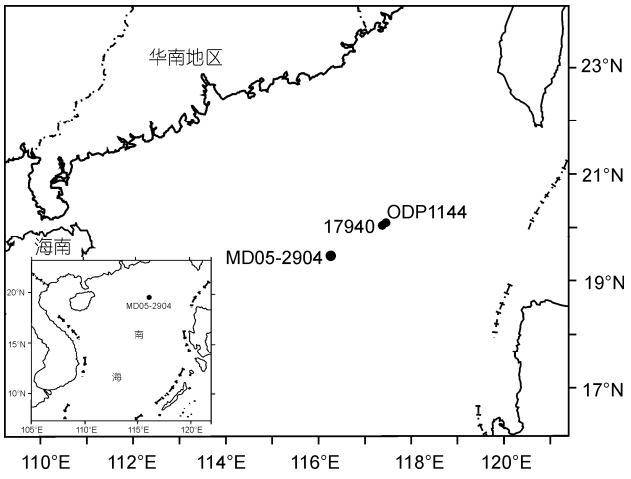

图 1 MD05-2904 站位图

2 材料与方法

MD05-2904 柱状样于 2005 年由 Marco Polo 第 1 航次(IMAGESⅫ)钻取(图 1), 水深 2066 m, 柱状样总长 44.98 m. 本研究样品取自其顶部 749 cm, 除最上层的 20 cm 为棕红色黏土外, 整个剖面为岩性均一的粉砂质黏土, 大部分呈橄榄灰绿色, 部分层段有轻微的生物扰动, 543 cm 处出现厚约 2 cm 的火山灰层[23].

样品上部 1~597 cm 按间隔 8 cm 取样, 下部 602~749 cm 按 2 cm 间隔取样, 个别 4 cm, 共获得 122 个孢粉样品. 每个样品称取湿重 15 g 左右(除个别样品 5~10 g), 经烘干机烘干(约 4~5 h)后干重在 6~10 g (个别样品 4~5 g). 实验处理前先加入一片外加石松片剂, 每片约含 12000 粒石松孢子, 用以计算孢粉浓度及沉积率. 具体实验过程为先用 15%的盐酸溶液除去沉积物中的碳酸盐, 再用氢氟酸洗去硅酸盐, 洗净样品并沉淀, 最后用 10 μm 径尼龙筛在超声波中过滤, 去掉杂质, 得到干净富集的孢粉. 在 Olympus CX31 光学显微镜 400×下鉴定统计, 除个别样品中孢粉较少外, 其余样品统计陆生植物花粉 200 粒以上. 孢粉百分比计算以陆生植物花粉总和为基数, 利用 Tilia 软件统计计算, Grapher 软件做出孢粉百分含量图及其他数据图.

MD05-2904 岩芯顶部 0~749 cm 的年龄主要依据 AMS^{14}C 测年. 该测年工作在中国科学院广州地球化学研究所完成(表 1)[24]. 本文中孢粉样品的时间分辨率平均为 157 a, 利用线性内插获得各样品日历年龄.

3 结果与分析

共鉴定出 134 个孢粉类型, 其中木本植物花粉

表 1 MD05-2904 岩芯上部 6 个 ^{14}C 测年结果[24]

深度(m)	AMS^{14}C 年龄(a BP)	日历年(cal a BP)
15~18	1421±30	1295~1315
171~174	6582±36	7440~7504
299~302	9756±60	11141~11237
479~482	13033±43	15073~15289
646~649	14811±80	17509~17939
762~765	16275±80	19299~19495

32科34属, 草本20科7属, 蕨类孢子22科13属, 水生植物1科4属, 红树科1属. 按照现代植物生长条件及分布范围将松属(*Pinus*)以外的孢粉分成以下植被生态类型组合:

温带落叶阔叶乔木组(Temperate broad-leaved tree): 以桤木属(*Alnus*)、落叶栎属(*Quercus*-deciduous)为主, 还有桦木属(*Betula*)、榛属(*Corylus*)、鹅耳枥属(*Carpinus*)、榆属(*Ulmus*)、水青冈属(*Fagus*)、枫杨属(*Pterocarya*)、胡桃属(*Juglans*)、柳属(*Salix*)、椴属(*Tilia*)等.

热带亚热带乔木组(Tropical and subtropical tree): 以常绿栎属(*Quercus*-evergreen)、栗属-栲属(*Castanea-Castanopsis*)为主, 此外还有阿丁枫属(*Altingia*)、大戟科(Euphorbiaceae)、山核桃属(*Carya*)、化香属(*Platycarya*)、黄杞属(*Engelhardtia*)、木犀科(Oleaceae)、棕榈科(Palmae)、桑科(Moraceae)、无患子科(Sapindaceae)、爵床科(Acanthaceae)、芸香科(Rutaceae)、猕猴桃科(Actinidiaceae)等.

山地针叶林组(Montane conifers): 铁杉属(*Tsuga*)、云杉属(*Picea*)及零星的冷杉属(*Abies*)和雪松属(*Cedrus*).

热带山地针叶林组(Tropical montane conifers): 油杉属、罗汉松属(*Podocarpus*)、鸡毛松属(*Dacrycarpus*)、陆均松属(*Dacrydium*)和叶枝杉属(*Phyllocladus*).

草本植物组(Herbs): 以蒿属(*Artemisia*)、莎草科、禾本科为主, 另外还见藜科(Chenopodiaceae)、菊科、十字花科(Cruciferae)、地榆属(*Sanguisorba*)、麻黄属(*Ephedra*)、蓼属(*Polygonum*)、白刺属(*Nitraria*)、唐松草属(*Thalictrum*)、毛茛科(Ranunculaceae)、车前草科(Plantaginaceae)、旋花科(Convolvulaceae)、马鞭草科(Verbenaceae)等, 偶见有凤仙花属(*Impatiens*)、百合科、牻牛儿苗科(Geraniaceae)、桔梗科(Campanulaceae).

水生植物组(Aquatics): 香蒲属(*Typha*)、泽泻属(*Alisma*)、黑三棱属(*Sparganium*)、眼子菜科(Potamogetonaceae)、狐尾藻属(*Myriophyllum*).

红树林(mangrove): 红树属(*Rhizophora*).

此外, 还含有大量且种类繁多的蕨类孢子类型, 如水龙骨属(*Polypodium*)、里白属、桫椤属(*Cyathea*)、凤尾蕨属(*Pteris*)、紫萁属(*Osmunda*)、阴地蕨科(Botrychiaceae)、金粉蕨属(*Onychium*)等. 零星可见一些藻类, 如环纹藻(*Concentricystes*)、双星藻(*Zygnema*),

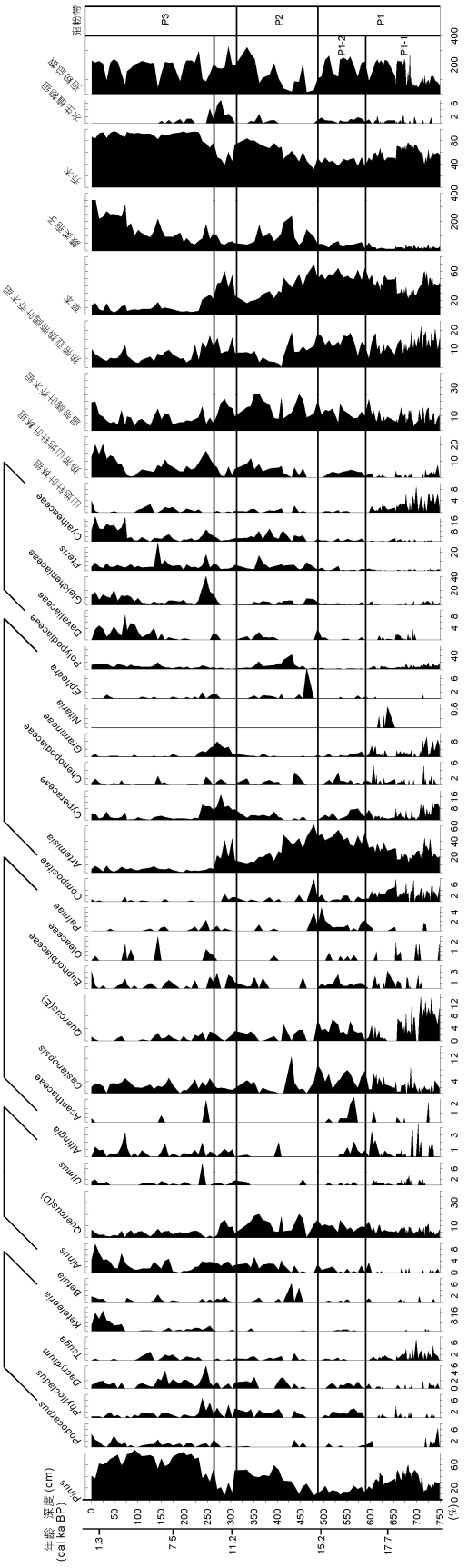

图 2　南海北部 MD05-2904 站位 749 cm 沉积孢粉百分含量图谱

和角苔类孢子(*Anthoceros*).

依据孢粉组合变化(图 2), 自下而上划分出 3 个花粉组合带. P1 带(749~479 cm, 19.2~15.1 cal ka BP 末次冰盛期): 本带孢粉组合最明显的特点是草本植物花粉含量为整个岩芯最高段(29%~69%), 以蒿属(平均值 28.6%, 下同)为主, 伴有莎草科(7.2%)、禾本科(5.2%)、菊科(3.1%)等. 乔木植物花粉含量最低, 除松属(30.1%)外, 以热带亚热带乔木组分(12.8%)为主. 温带落叶阔叶林组分(10%)次之, 主要为落叶栎属(6.8%)、山毛榉科(0.6%)、榛属(0.5%)等. 山地针叶林组与热带山地针叶林组分别只占 2.1%和 1.4%, 以云杉属(2.0%)、铁杉属(1.8%)、罗汉松属(1.4%)为主, 水生植物仅有 0.2%. 本带蕨类孢子含量为整个剖面中最低.

该带又可划分为两个亚带, 其中 P1-1 亚带(749~589 cm, 19.2~16.8 cal ka BP)显著特点为蕨类孢子含量最低值, 山地针叶林含量达剖面最大值(2.6%), 热带亚热带乔木花粉含量较高(12.5%), 其中常绿栎属花粉含量出现高峰值(14.3%), 草本植物花粉含量(40.1%)较 P1-2 亚带略低, 莎草科花粉出现第 1 次高峰值(11.4%). P1-2 亚带(589~479 cm, 16.8~15.1 cal ka BP)则以草本植物组分与热带亚热带乔木组分含量均达剖面最大值为突出特征, 分别达 54.1%和 13.8%. 草本植物中蒿属花粉含量最高(44.3%), 莎草科植物花粉出现第 2 次高峰值, 达 7.8%. 乔木中以热带、亚热带为主, 其中栲属(5.5%)、常绿栎属(3.6%)、棕榈科(1.6%)占优势.

P2 带(479~309 cm, 15.1~11.4 cal ka BP 冰消期): 本带草本植物花粉明显下降, 占 34.0%, 其中以蒿属(28.2%)、莎草科(1.7%)为主. 木本植物花粉含量逐渐升高(65.7%), 其中以松属(38.4%)为主; 热带亚热带乔木组分(6.6%), 如栲属(2.1%)、常绿栎属(1.5%)和山地针叶林组分(0.5%)含量下降; 温带落叶阔叶林组分(15.6%)迅速增加, 如落叶栎属(11.3%)、桤木属(1.8%); 热带山地针叶林组分(4.5%)有所上升, 如鸡毛松属(1.9%)、叶枝杉属(1.3%); 水生植物含量为 0.3%; 蕨类孢子开始增加, 且种类丰富.

P3 带(309~1 cm, 11.4~0.1 cal ka BP 全新世): 本带木本植物花粉(38%~96.7%)占绝对优势, 平均为 83.6%, 其中以松属(58.5%)为主, 其次为温带落叶阔叶林组分(9.7%)、热带山地针叶林组分(7.4%)、热带亚热带乔木组分(7.4%)等. 草本植物花粉含量急剧下降至 15.6%, 山地针叶林组仅占 0.6%; 水生植物含量为 0.8%. 蕨类孢子数量显著增多是该组合带另一个显著特点, 孢子类型也大大增加, 仅本段就鉴定出 28 个孢子类型, 其中以水龙骨科、里白科为主. 值得注意的是, 该带底部(309~263 cm)孢粉组合变化明显, 其中草本植物花粉显著增加(44.2%)并以蒿属(26.6%)为主, 莎草科花粉出现第三次高峰值(17.3%), 水生植物含量达剖面最大值(3.2%).

4 讨论与结论

4.1 2 万年以来的古植被演变历史

南海北部现代表层沉积物的孢粉分析结果[25]表明: MD05-2904 站位周边即巴士海峡与台湾海峡的交汇处, 是孢粉含量较高的区域, 其中松属花粉含量可高达 80%, 草本花粉含量(10%)普遍较低, 并且约有 85%的样品中蕨类孢子含量都超过了 50%. 花粉浓度与百分含量呈由沿岸向深海方向递减的规律. 通过对各类孢粉浓度分布及南海表层流方向的详细分析[26,27], 季风、洋流作用是影响松科花粉及蕨类孢子传播的主要动力, 热带亚热带乔木及草本植物花粉则由河流搬运为主, 物源区主要来自海南岛、我国华南地区甚至更北的内陆区以及南部菲律宾等地[28,29]. 根据表土孢粉与其植被盖度的研究[30], 我们了解到具有超代表性或相关性显著的能指示区域或地方性植被的花粉类型主要包括蒿属、松属、藜科、桦属、莎草科等, 这与本研究中分析得到的优势类型相似, 因此具有较好的说明性.

LGM 时, 由于海平面大幅度下降, 南海北部陆架广泛出露, 形成了适宜一些特殊植被生长的陆地环境. 对于陆坡处研究点的孢粉来源, 大面积出露的北部陆架应是其主要的来源地, 但随着陆架被淹没, 北部内陆区以及南部菲律宾等地来源的孢粉逐渐占据了主导. 而对于一些利用风力传播的松科类花粉而言, 则可能来自于更远的南北内陆地区. 根据孢粉不同的生产量、传播能力、传播距离以及海底地貌等[31], 研究点沉积了不同比例且与周边陆地略有差异的孢粉组合.

南海北部 MD05-2904 柱状样高分辨率的孢粉分析表明: P1 带(749~479 cm, 19.2~15.1 cal ka BP)末次冰盛期, 草本植物花粉(以蒿属为主)占绝对优势, 可达 47%以上. 由于蒿属等草本植物植株多较低矮, 花

粉不易远距离传播, 并且依据现代表层沉积物的研究[25], 认为蒿属植物主要分布于我国北方和西北内陆干旱、半干旱区, 同时根据重建的现代蒿属与植被的定量关系[30], 得出高含量的蒿属花粉与草原植被相关, 具有指示区域生态的意义, 因此推测 LGM 时出露的大陆架上大面积生长着以蒿属为主的草地. 其次, 被子植物花粉以热带亚热带组分含量最高(12.8%), 尤其是在 LGM 晚期(16.8~15.1 ka), 百分含量(13.8%)达剖面最大值. 由于该类乔木花粉产量非常低, 很难传播到林区外部及较远的区域, 在现代大陆坡处, 热带亚热带类花粉含量低于 10%[28]. 而且 LGM 时, 海平面低于现在约 100 m[12], 研究点距离我国华南地区更远, 此时菲律宾、巽他陆架等地主要分布热带高山雨林[29], 本站点该类型花粉含量却最低, 可能由于此时强盛的东亚冬季风影响了南部内陆区高山雨林类型花粉的向北传播. 综上研究区不可能接收到比现在含量更高的该类花粉, 因此 LGM 时这样不寻常的花粉高含量, 只能解释为此时陆架上也生长了热带亚热带的乔木. 同时, 喜湿的莎草科、棕榈科等植物花粉也具有一定含量, 表明此时可能也分布有一些湿地.

LGM 时南海北部陆架大面积出露, 导致下垫面反照率强烈改变, 其上是否有植被覆盖以及生长何种植被类型, 对于 GCM 及洋流变化具有重大影响[32], 有关该问题也有过较多争议. 早期, 孙湘君等人[13,14]对 17940 钻孔的孢粉分析, 首次揭示出 LGM 时南海北部陆架上覆盖着以蒿属为主的草地, 在英文文献[14]中用“grassland”表示草地, 而相应的中文文献[13]却采用“草原”一词; 刘金陵等人[17]对此提出了质疑, 认为陆架上植被为“亚热带常绿阔叶林”并且对“grassland”也提出不同的解释; 随后, 孙湘君等人[15]对 ODP1144 站孢粉的研究, 不仅表明陆架上分布着占优势的草地, 还揭示其上生长有热带亚热带的植被组合. 从本研究中可以进一步明确, LGM时南海北部大陆架上分布着大面积的以蒿属为主的草地, 同时其上还生长有以常绿栎属、栲属为优势种, 杂生棕榈科、大戟科、蕈树属、爵床科、黄杞属、木犀科、桑科、山榄科等热带亚热带的植被类型, 并偶见湿地.

P2 带(479~309 cm, 15.1~11.4 cal ka BP)冰消期, 草本及热带亚热带乔木花粉含量的急剧减少, 表明海平面开始逐渐上升, 陆架被淹没, 气候逐渐转暖. 然而热带亚热带乔木花粉含量的变化与草本植物减少的趋势不同, 可能受陆架上生长面积的减少和西南季风的增强带来的南部地区热带低地分子(大戟科、棕榈科、芸香科、无患子科等)增加的综合作用, 同时这一过程还伴随有喜湿蕨类孢子的增加.

P3 带(309~1 cm, 11.4~0.1 cal ka BP)全新世, 在早期(约 11.4~10.1 cal ka BP)孢粉组合发生了一次特殊的突然变化: 以蒿属为主的草本植物、水生植物花粉含量大量增加, 乔木花粉和蕨类孢子含量骤降. 表明此时草地植被又出现了一次短期的扩张, 乔木植被减少, 林下蕨类植物面积也相应地缩小, 大陆架仍有部分出露, 海平面小幅度下降, 反映了一次千年尺度的降温事件. 此外, 鉴定出的水生植物花粉主要是淡水种属, 根据湖泊表层沉积物中花粉分布的研究[33], 认为水生植物花粉分布与其母体植被及水动力条件相关. 因此推测此时仍然出露的大陆架上可能分布较多的湿地和沼泽. 同时根据曹岘剖面黄土粒度的分析[19], 此时也存在一次短暂的冬季风加强事件, 增强了南海表层流及深水流的作用, 使水生植物花粉的沉积增加, 整体反应此时南海北部气候变冷增湿.

10.1 ka 之后, 乔木花粉与蕨类孢子含量继续上升, 草本花粉显著下降, 平均仅 10.3%, 与现代表土沉积物中各孢粉含量接近[25], 表明随着海平面的上升, 陆架几乎被完全淹没, 草地随着陆架的淹没及温度的回暖而逐渐消失, 类似现代南亚热带亚热带的植被景观出现.

4.2 孢粉组合记录的气候变暖

末次冰盛期时草本植物与热带亚热带乔木花粉含量很高, 这与海平面下降引起的大陆架出露面积有关; 随着这两类植被花粉含量的降低, 表明陆架的出露面积逐渐缩小, 海平面上升, 气候开始变暖. LGM 时由于陆架大面积出露, 其上生长了较多乔木植被, 主要以热带亚热带常绿植物为主; 冰消期时, 乔木(包含温带阔叶组分)含量的变化主要受温度的转暖而呈增加趋势; 蕨类孢子主要来源于我国大陆南缘、东部沿海[22]及出露陆架上生长的湿润乔木林下, 其含量的增加主要反应气候转暖. 对比乔木、草本植物花粉及蕨类孢子百分含量曲线与 $\delta^{18}O$ 曲线[24](图 3), 可以发现, 草本植物花粉百分含量在 607~590 cm(17.1~16.8 cal ka BP)(如图 3 所示)附近开始减少,

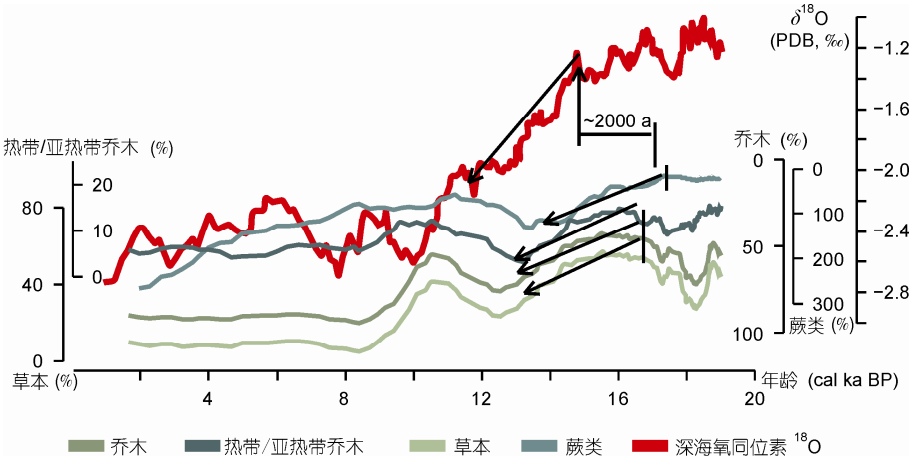

图 3 MD05-2904 柱状样 $\delta^{18}O$ 曲线与草本、乔木花粉及蕨类孢子百分含量对比图

同时乔木花粉和蕨类孢子含量逐渐增加，比氧同位素值负偏变化(15.1 cal ka BP)要早. 反映低纬区植被变化要早于高纬地区冰量的变化，可能表明低纬地区冰消期植被演化所反映的气候转暖时间要比氧同位素记录所反映的高纬地区的气候变暖早，约 1700~2000 a，同样的结论在 ODP1144 钻孔中也有发现[16]. 热带低纬地区是接受和积累热量最高的区域，而低纬海洋更是在冰期向冰消期过渡时迅速转暖，表层海水温度(SST)快速升高. 对比该钻孔利用 $U^{k'}_{37}$方法获得的 SST[34]以及高分辨率的硅藻 R_{parva} 值反映的 SST[35](图 4)，其均与孢粉曲线呈相似的变化趋势，即冰消期变暖，到全新世初略有下降，再逐渐增温到全新世大暖期，说明孢粉曲线可以较好地反映低纬区的气候变化. 此外，王淑云等人[36]对我国中低纬末次冰消期气候转暖与高纬气候变化的关系也进行了深入细致地探讨，结果表明不同地区其回暖时间并不同步，低纬地区热带海洋受太阳辐射及水汽等因素影响而迅速变暖，高纬地区则由于巨大冰盖效应而表现为滞后. 当然对于这个问题还有待更多资料的证明和研究.

4.3 快速降温事件

在冰消期向全新世气温逐渐回升的过程中(约 11.4~10.1 cal ka BP, 309~263 cm)，孢粉组合出现一次突然变化，该时间段内草本植物花粉含量迅速上升，由 16%上升到 60%，表明草地植被又出现了一次短期的急速扩张. 同时乔木中喜凉的温带及山地针叶林花粉增加，如榆属、枫杨属、雪松属等，表明气候变冷. 莎草科及香蒲属、泽泻属、眼子菜科等湿生草本植物迅速增加，说明仍出露的部分陆架上分布着大量湿地及沼泽，揭示此时气候虽冷但并不干旱，可能反映一种湿冷的气候事件.

此前 17940 站位的花粉资料[14]记录在 11.3~10.0 ka BP (^{14}C 年龄)时高山雨林及山地针叶林花粉突然增加，揭示了在冰消期升温过程中的一次突然变冷事件，可与“新仙女木”事件对比，不同的是气候虽然变冷但却湿润，MD05-2904 站位氧同位素和硅藻资料[37,38]同样也记录了这一降温事件. 将本站位降温事件与 17940 站点所发现的“新仙女木”事件比较，虽性质相近，均为冷湿变化，但却在时间上延迟了约千年，不是发生在冰消期末，而是在全新世初(11.4~10.1 cal ka BP). 对比该降温事件与“新仙女木”事件，均是在转暖过程中发生的一次千年尺度的突然降温事件，但时间上存在一定滞后且降温幅度也略小. 一方面可能是年龄控制点较少而引起内插后的数据存在偏差或者低纬地区特殊的局地气候效应的影响[39]；另一方面也可能是孢粉材料所反映的植被演化本身具有的生态意义上的滞后，Rensse 等人[40]利用气候模拟实验研究了这一时期植被的影响情况，结果表明气候变化与植被带迁移之间存在 500~1000 a 的滞后.

在冰消期末向全新世气候转暖过程中，新仙女木事件(Younger Dryas，简称 YD)作为一个全球性气候事件已研究的较为完善[41~43]，早期广泛发现于北大西洋周围海相和陆相记录中[44~46]，低纬地区的研究经历了由“无”[47]到“有”[48]的过程. 典型的 YD 研究如格陵兰 GRIP2 冰芯[41]，南京葫芦洞石笋[42]，湖光

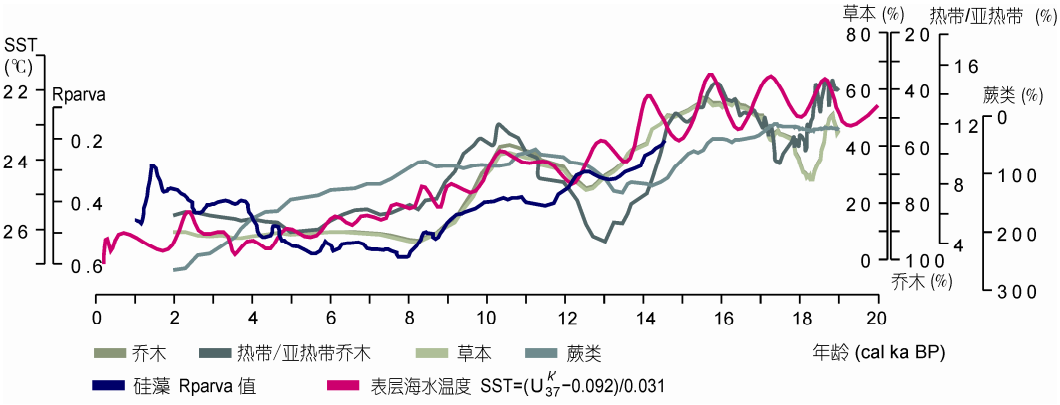

图 4　MD05-2904 站位表层海水温度(SST)与孢粉曲线对比

岩玛珥湖沉积[43]等. 仅就低纬区的南海北部而言, 17940 站的孢粉记录[13]和 δ^{18}O 数据[37,38], MD05-2904 站的硅藻资料[35,49]等均明显揭示出该事件的发生; 然而还有一些研究并未发现[15,50]或表现不明显[24,34], 如 ODP1144 钻孔的孢粉记录[15]可能由于分辨率较低的缘故; MD05-2904 钻孔的 δ^{18}O 数据仅有Δ0.75‰的变化[24], 温度仅下降约 1℃[34]. 本文的孢粉数据也同样没有显著揭示出 YD 降温, 然而在千年后, 11.4~10.1 cal ka BP 时出现的草地面积急速扩张及喜冷乔木的增加却与 17940 站孢粉记录的 YD 事件性质一样, 揭示冷湿气候, 但降温幅度不及冰期水平.

随着高分辨率气候载体的应用, 越来越多的研究发现在全新世早期也存在一次不同于 YD 事件的降温, 它在性质上同样是千年尺度的快速降温变化, 但发生时间在 YD 之后且降温幅度较小不及冰期. 覃嘉铭等人[18]对中低纬区董哥洞 D4 石笋的分析, 得出在全新世初期(约 10.91 ka)总的气温上升的背景下发生了一次突然降温事件, 氧同位素值偏重 1.04‰, 气温下降 4~5℃; 王建民等人[19]对曹岘剖面黄土粒度的研究, 发现在冰消期 4 次冬季风加强事件之后又出现了 1 次短时间的大幅度增强事件(W5); 同时, 古里雅冰芯也记录在 9.4 ka 时有一次强降温[20]且覃嘉铭等人[18]认为其年龄记录可能由于模式测年存在误差, 偏轻 600 a. 对该站点硅藻的研究发现在 10.3~11.2 cal ka BP 之间 R_{parva} 值曲线存在一系列小的降温波动并且盐度也有一定幅度的增加[35,49], 邻近的 17940 站位的硅藻比值及暖水种曲线在 11.8~10 cal ka BP 之间均显示有降温趋势[38], 这些气候事件均是在 YD 之后又出现的一次小幅度降温变化且分布范围较广, 其性质与孢粉记录的气候变化一致. 但对比本站位 δ^{18}O 记录, 在 309~263 cm 处(11.4~10.1 cal ka BP) δ^{18}O 值仅正向增加Δ0.5‰, 变冷趋势并不显著[24].

综上分析, MD05-2904 站位孢粉资料记录的这一次短时间尺度的快速降温, 更倾向于早全新世的降温事件, 当然也不排除是 YD 事件受到低纬地区特殊局地气候效应的影响引起了滞后. 该研究不仅完善了南海北部古环境的演变历史, 同时也对研究低纬地区对全球气候或区域性气候变化机制的响应提供了新资料. 针对事件本身形成的机制, 可能受全球气候变化的影响或是低纬地区局地环境的作用, 也可能是两者的综合, 对于这一问题还有待今后更多的工作来研究.

致谢　本项研究所用的样品及资料由大洋钻探项目(ODP)提供. 感谢中国科学院植物研究所陈怀成实验师在样品处理上给予的指导和帮助, 孔昭宸研究员提供的专业指导以及席以珍研究员在孢粉鉴定过程中给予的极大帮助.

参考文献

1　中国科学院南海海洋研究所地质构造研究室. 南海地质构造与陆缘扩张. 北京: 科学出版社, 1988. 339–379
2　赵焕庭, 张乔民, 宋朝景, 等. 华南海岸和南海诸岛地貌与环境. 北京: 科学出版社, 1999. 1–52
3　姚衍桃, Harff J, Meyer M, 等. 南海西北部末次盛冰期以来的古海岸线重建. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 753–762

4 Tanabe S, Hori K, Saito Y, et al. Song Hong (Red River) delta evolution related to millennium-scale Holocene sea-level changes. Quat Sci Rev, 2003, 22: 2345–2361
5 王宝灿. 第四纪时期海平面变化与我国海岸线变迁的探讨. 上海师范大学学报, 1978, 1: 62–75
6 Wang L, Sarenthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. Mar Geol, 1999, 156: 254–284
7 Liu Z F, Trentesaux A, Clemens S C, et al. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: Implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. Mar Geol, 2003, 201: 133–146
8 Huang J, Li A C, Wan S M. Sensitive grain-size records of Holocene East Asian summer monsoon in sediments of northern South China Sea slope. Quat Res, 2011, 75: 734–744
9 Sarnthein M, Pflannlann U, Wang P X, et al. Preliminary Report on Sonne-95 Rruise “Monitor Monsoon” to the South China Sea. Kiel: University of Kiel, 1994. 1–205
10 赵泉鸿, 汪品先. 南海第四纪古海洋学研究进展. 第四纪研究, 1999, 6: 481–501
11 CLIMAP Project Members. The surface of the Ice-Age Earth. Science, New Ser, 1976, 191: 1131–1137
12 Lambeck K, Chappell J. Sea level change through the last glacial cycle. Science, 2001, 292: 679–686
13 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
14 Sun X J, Li X. A pollen record of the last 37 ka in deep sea core 17940 from the northern slope of the South China Sea. Mar Geol, 1999, 156: 227–244
15 孙湘君, 罗运利. 南海北部 280 ka 以来深海花粉记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 44: 879–888
16 罗运利, 孙湘君. 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. 科学通报, 2005, 50: 691–697
17 刘金陵. 再论华南地区末次冰盛期植被类型. 微体古生物学报, 2007, 24: 105–112
18 覃嘉铭, 袁道先, 程海, 等. 新仙女木及全新世早中期气候突变事件: 贵州茂兰石笋氧同位素记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 69–74
19 王建民, 施祺, 陈发虎, 等. 末次冰消期以来东亚季风快速变化的黄土记录及与格陵兰 GISP2 冰芯记录的对比. 科学通报, 1998, 43: 1007–1008
20 王宁练, 姚檀栋, Thompson L G, 等. 全新世早期强降温事件的古里雅冰芯记录证据. 科学通报, 2002, 47: 818–823
21 苏纪兰. 中国近海的环流动力机制研究. 海洋学报, 2001, 23: 1–16
22 陈蔚辉, 张福平, 张桂充, 等. 粤东地区维管束植物研究. 韩山师范学院学报, 2003, 24: 55–59
23 Laj C, Wang P X, Balut Y, et al. MD147-MarcoPolo IMAGESⅫ Cruise Report. France: Institute Paul-Emile Victor (TPEV), 2005
24 葛黄敏, 李前裕, 成鑫荣, 等. 南海北部晚第四纪高分辨率浮游氧同位素地层学及其古气候信息. 地球科学—中国地质大学学报, 2010, 3: 515–525
25 Sun X J, Li X, Beug H. Pollen distribution in hemi pelagic surface sediments of the South China Sea and its relation to modern vegetation distribution. Mar Geol, 1999, 156: 211–226
26 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: 地球科学, 1997, 41: 494–498
27 Wang P X, Wang L J, Bian Y H, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Surface circulation and carbonate cycles. Mar Geol, 1995, 127: 145–165
28 戴璐, 翁成郁, 陆钧, 等. 南海北部表层沉积物的孢粉分布及其传播机制. 海洋地质与第四纪地质, 2012, 32: 93–108
29 边叶萍, 翦知湣, 翁成郁, 等. 末次盛冰期以来菲律宾南部气候变化的孢粉记录. 科学通报, 2011, 56: 1554–1561
30 许清海, 李月丛, 阳小兰, 等. 中国北方几种主要花粉类型与植被定量关系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 192–205
31 童国榜, 陈亮, 龙江平, 等. 北部湾东部表层孢粉沉积特征及其沉积动力环境. 科学通报, 2012, 57: 743–752
32 孙湘君, 罗运利. 用花粉记录探索古植被——答“关于华南地区末次冰盛期植被类型的讨论”. 第四纪研究, 2004, 24: 217–221
33 黄小忠, 赵艳, 程波, 等. 新疆博斯腾湖表层沉积物的孢粉分析. 冰川冻土, 2004, 26: 602–609
34 贺娟, 赵美训, 李丽. 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记物记录. 科学通报, 2008, 53: 1324–1331
35 黄元辉, 黄明, 蒋辉. 南海北部 15 ka BP 以来表层海水温度变化来自海洋硅藻的记录. 海洋地质与第四纪地质, 2007, 27: 65–74
36 王淑云, 吕厚远, 刘嘉麒. 我国中低纬度末次冰消期气候转暖与高纬度气候变化的关系. 第四纪研究, 2006, 26: 283–292
37 王律江, Sarnthein M. 南海北部陆坡近四万年的高分辨率古海洋学记录. 第四纪研究, 1999, (1): 27–31
38 沙龙滨, 黄玥, 王蕾. 南海 17940 孔晚更新世末期以来菱形海线藻及其变种的古环境研究. 气象与环境学报, 2008, 24: 6–10
39 Chinzei K, Fujioka K, Kitazato H, et al. Postglacial environmental change of the Pacific Ocean off the coasts of central Japan. Mar Micropaleontol, 1987, 11: 273–291
40 Renssen H, Lautenschlager M. The effect of vegetation in a climate model simulation on the Younger Dryas. Global Planet Change, 2000, 26: 423–443

41 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 ^{18}O climate record of the past 16500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. Quat Res, 1995, 44: 341–354
42 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu cave China. Science, 2001, 294: 2345–2348
43 王文远, 刘嘉麒. 新仙女木事件在热带湖光岩玛珥湖的记录. 地理科学, 2001, 21: 94–96
44 Johnsen S J, Clausen H B, Dansgaard W, et al. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. Nature, 1992, 359: 311–313
45 Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 1993, 365: 143–147
46 Alley R B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Quat Sci Rev, 2000, 19: 213–226
47 Broecker W S, Andree M, Klas M, et al. New evidence from the South China Sea for an abrupt termination of the last glacial period. Nature, 1988, 333: 156–158
48 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: 地球科学, 1996, 26: 452–460
49 黄元辉. 末次冰消期以来南海北部表层海水盐度变化. 微体古生物学报, 2008, 25: 125–131
50 Ryoma H, Hikaru T, Akira H, et al. Millennial-scale vegetation changes during the last 40000 yr based on a pollen record from Lake Biwa, Japan. Quat Res, 2010, 74: 91–99

Paleoenvironmental change base on a pollen record from deep sea core MD05-2904 from the northern South China Sea during the past 20000 years

CHANG Lin[1], LUO YunLi[1] & SUN XiangJun[1,2]

[1] *State Key Laboratory of Vegetation and Environmental Change, Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100093, China;*
[2] *State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China*

This paper presents the palynological record of deep sea core MD05-2904 (top 749 cm of the sequence, 80–19189 cal a BP) from the South China Sea (SCS). Base on pollen data from the core, the vegetation type and climate history were reconstructed for the last 20000 years. During the Last Glacial Maximum (zone P1, 749–479 cm, 19.2–15.1 cal a BP), vegetation assemblages were dominated by a large number of herbs, some tropical-subtropical arboreal taxa and some cyperaceous plants, which grew in local wetlands in some exposed areas of the SCS shelf. The northern hills were covered with a large number of conifers. Dark coniferous forests dominated by the hemlock were found on the top of mountains, which indicate that the climate was relatively cold and dry. During the last deglacial period from 15.1–11.4 cal ka BP (zone P2, 479–309 cm), the sea level rose continuously and the SCS shelf was gradually submerged. In addition, the herbaceous spectrum gradually decreased, suggesting a rise of temperature and humidity. During the Holocene (zone P3, 309–1 cm, 11.4–0.1 cal ka BP), vegetation assemblages were dominated by broad-leaved evergreen forests. Tropical montane coniferous forests were distributed in the surrounding hills. Under the forest canopy, pteridophytes grew as a response to a southern subtropical climate. However, during of the time when the 309–263 cm interval was deposited (bottom of zone P3, 11.4–10.1 cal ka BP), the percentage of herbaceous and aquatic plant pollen increased, particularly that of *Artemisia* and Cyperaceae. This implies that there was a substantial drop in temperature, and an increase in moisture. From comparing deep sea oxygen isotopes data, the deglacial warming seems to have been earlier in low-latitude regions than in high-latitude regions of the Northern Hemisphere.

MD05-2904, northern South China Sea, pollen, paleoenvironment, abrupt cooling events

doi: 10.1360/972012-786