

末次盛冰期以来菲律宾南部气候变化的孢粉记录

边叶萍^①, 翦知湓^①, 翁成郁^①, KUHNT Wolfgang^②, BOLLIET Timothe^②, HOLBOURN Ann^②

① 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

② Institute of Geosciences, University of Kiel, Kiel, 24118, Germany

E-mail: ping981201@163.com

2010-12-09 收稿; 2011-05-13 接受

国家重点基础研究发展计划(2007CB815900)和国家自然科学基金(40621063, 40771072)资助项目

摘要 通过对位于西太平洋暖池区的菲律宾南部深海钻孔 MD06-3075 上半部分的孢粉分析, 结合氧同位素记录, 得知冰盛期时由于温度的下降, 该区热带高山雨林向低海拔地区下移, 在深海沉积中记录到了这一类型花粉的增加; 而到全新世时植被类型以热带低地雨林为主, 并且红树林广泛发育. 红树林和高山雨林的分布, 分别指示了海平面的上升和温度的增加, 而其他的草本、蕨类等变化则显示冰盛期时湿度比现在要略干. 在全新世中后期红树林明显退缩表明全新世时期气候发生变化, 主要表现为影响红树林发育的河流径流量有所下降, 同时喜湿且主要依靠河流搬运的蕨类孢子减少, 也说明河流径流量下降. 这些变化可能是受东亚季风强弱变化控制的结果, 也可能和 ENSO 的变化有关联.

关键词

末次冰盛期
热带植被
孢粉分析
海平面变化
河流径流量

低纬地区末次冰期以来的气候变化一直是第四纪气候研究的焦点之一. 热带雨林是全球生物多样性最高的地区, 随着气候的变化, 可能通过植被组成和结构来发生相应的变化. 热带非洲、美洲以及西太平洋热带地区的孢粉记录显示, 低纬度地区在冰期时也经历了明显的气候变化^[1], 海洋和陆地的记录都显示高山雨林成分明显增加, 植被在垂向上发生了迁移, 高山植被的下移了近 1800 m, 比记录到的雪线的移动(1100 m)还要多^[2,3], 这反映了植被的变化不但受到温度的控制, 还受到湿度等的影响.

近年来西太平洋暖池地区在全球气候中所扮演的角色越来越受到重视, 相应地, 它在冰期旋回中的变化和所起的作用也引起人们的关注. 已有的研究表明, 该区域在冰期时的温度也普遍有下降, 但是湿度的变化却因地而异. 比如从植被变化上来看, 印度尼西亚群岛、以及澳大利亚北部, 与热带美洲和热带非洲一样在末次冰盛期时降雨量普遍下降, 气候明显变干^[4,5], 其中最为显著的是澳大利亚大浅滩萨胡(Sahul)陆架大面积出露, 并生长了大量的禾本科, 花

粉记录中仅见少量的山地雨林和热带低地雨林的花粉和蕨类孢子, 明显指示干冷气候状态. 但在苏门答腊和爪哇等地, 冰期时低地雨林的含量却占有相当大的分量^[6-8]. 同样地, 在南海南部巽他陆架同期却主要覆盖了热带低地雨林与红树林, 而不是草本植被^[9,10].

然而, 这一区域已有的植被研究大多集中在陆地, 少量海洋孢粉研究也在较靠近上述陆架的位置进行, 可能会受到区域性海陆变化的较大影响. 我们希望能从较靠近暖池中心区的有较高沉积速率的海洋沉积物得到这一区域植被演化以及其与气候变化之间的关系, 这样能更典型地反映暖池区在全球气候变化中所受的影响或产生的效应.

另一方面, 西太平洋暖池地区也是世界上红树林发育的多样性中心, 红树林因其特殊的喜温耐盐的生态特性和海岸分布规律, 在冰期旋回中, 可能对海平面变化及影响该地区降水的东亚季风和 ENSO 的强弱变化有较敏感的反应. 而以往的研究由于孢粉分析样品的沉积速率较低, 很少有较高分辨率的

英文版见: Bian Y P, Jian Z M, Weng C Y, et al. A palynological and palaeoclimatological record from the southern Philippines since the Last Glacial Maximum. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4573-1

完整全新世记录,因此本次研究就是利用菲律宾南部深海柱状样的高分辨率的孢粉分析来探讨末次冰盛期(LGM)以来西太平洋热带地区的植被演化的趋势。

1 研究区域概况

西太平洋热带地区位于热带气候区,除菲律宾北部外,各岛都在南北纬 10°以内,平均气温 21℃,年降水量从 8100 至 500 mm 不等,大部分地区都超过 2000 mm. 菲律宾群岛属于典型的海洋性热带季风气候,全年炎热、湿润,年分二季. 随着季风方向的更换,雨量的季节分配和空间分布发生变化,夏季降水较多,降雨量占全年的 80%,6~10 月的月平均降雨量为 300~400 mm,冬季月平均降水量为 50~100 mm. 由于降水的季节性变化,造成海水表层盐度(SSS)季节性变化达到 1.5‰^[11]. 年平均降雨量与 ITCZ 的移动、北半球季风等有关. 另外,根据现代观测,该地区的降雨变化还受到西太平洋地区 ENSO 系统的影响^[12].

东南亚大部分地区热带雨林的覆盖率和生物多样性都是世界瞩目的,除了人类生活区,或者某些特殊生境(如红树林区)之外,其单位面积上的属种较多. 根据调查,在热带低地地区,每公顷中有 200 种左右的开花植物,但每一种的频度都较低.

虽然热带雨林的气候常年高温湿润,但是也具有不同的生态群落,以婆罗洲东北部的马来西亚最高峰 Kinalalu 的植被研究为例^[13],从垂直方向上由下至上可分为: (1) 热带低地雨林: 主要在海拔 1200 m 以下的,包括了 3 个群落层次,其树冠层的高度是 25~45 m,每一个树冠覆盖的半径也较大,树叶多为阔叶,植被种类上以娑罗双属(*Shorea*)为主,而以下一些科属仅出现在低地组合中,包括 Dipterocarpaceae, Sapindaceae, Fabaceae, Meliaceae, Burserceae, Rubiaceae 和 Ruataceae 等; (2) 热带低山雨林: 分布在海拔 1200~1500 m 之间,群落层次减少为两层,树冠层的高度也有所下降,为 15~33 m,树叶逐渐向小型叶过渡,植被类型主要以壳斗科(Fagaceae), Lauraceae, 山茶科(Theaceae), 杜英科(Elaeocarpaceae) 等为主; (3) 热带高山雨林: 主要位于海拔 1500~3000 m 之间,为单层群落结构,树冠层的高度为 1.5~18 m,树叶为小型叶,植被主要由罗汉松科(Podocarpaceae)和杜鹃花科(Ericaceae)的几个科属组成,包括 *Dacrycarpus*, *Rhododendron* 等. 另外,位于河口、泻湖等低能海岸

带上是红树林,主要是由耐盐植物组成,从马来半岛的红树林分带研究中可见,从陆到海红树林地区主要包括 *Avicennia officinalis*, *Bruguiera* spp., *Rhizophora* spp., *Avicennia* spp. 等 4 个带^[13].

2 研究材料及方法

本研究的 MD06-3075 孔取自菲律宾南部,位于棉兰老岛的 Davao 湾内(6.48°N, 125.83°E)离陆地距离大约 30 km (图 1), 采样点的水深为 1878 m, 钻孔总长 30.76 m, 本文的结果来自上部 16 m 的分析结果.

样品分析的间距为 20 cm, 共计分析 80 个样. 实验室处理过程为: 首先用盐酸去除样品中的钙质部分, 清洗后用氢氟酸浸泡样品以溶解硅质成分, 再次清洗后用 7 μm 尼龙筛震荡过滤得到需鉴定的样品. 为了计算孢粉的浓度, 在每个样品预处理前加入 1 粒外加石松药片. 每个样品鉴定统计陆生种子植物花粉 150 粒以上, 部分花粉较少的样品统计 100 粒左右, 孢粉的百分含量计算是以陆生种子植物花粉总和为基数的, 其他各组分与该基数相比得到的百分含量.

由于相邻的深海柱状样 MD98-2181(6.3°N 125.83°E, 水深 2114 m)具有可靠的 AMS¹⁴C 测年结果^[11,14], 因此, 本次研究将 2 个站位的浮游有孔虫

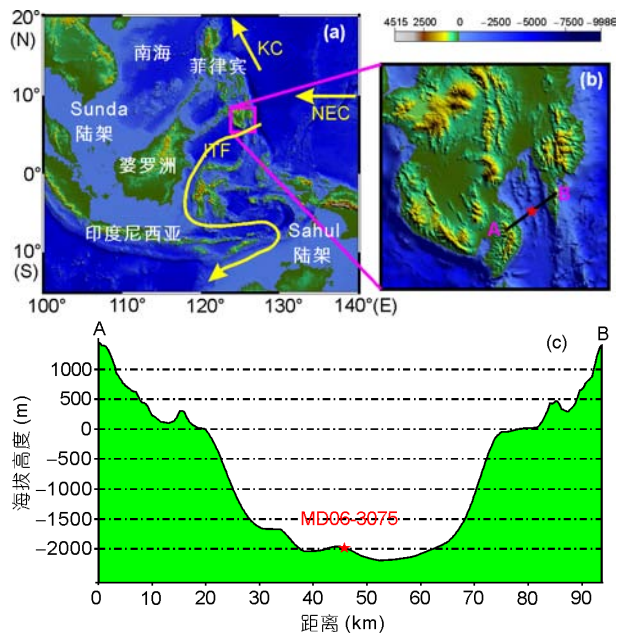


图 1 站点所处的区域地质背景 (a) 地理位置和研究点附近的海流情况. KC, 黑潮; NEC, 北赤道流; ITF, 印尼穿越流. (b) 站点位置. (c) 图(b)中的实线所示地区的地形剖面图, 图中星号为 MD06-3075

同位素记录进行对比(其中 MD06-3075 的氧同位素数据由 T. Bolliet 提供, 未发表数据), 选取几个明显的时间点, 然后进行插值得到最后的年龄框架。

3 结果

3.1 年代框架

根据 MD98-2181 和 MD06-3075 的氧同位素曲线对比(图2)^[11,14], 选择变化较为明显的 MIS2/3 分界, LGM, 新仙女木事件(YD)以及全新世中的几个点作为此次研究中建立年代框架的基础。由对比结果得到本次研究的时间跨度为近3万年, 包含了氧同位素1期和2期。

3.2 孢粉分析结果

根据植被的生态分布规律, 花粉类型可以归为以下几个主要生态类群: (1) 热带高山雨林组合: 以叶枝杉(*Phyllacladus*)、罗汉松属(*Podocarpus*)、泪杉属(*Dacrydium*)为主, 包括杨梅属(*Myrica*)和杜鹃属(*Rhododendron*)等; (2) 热带低山雨林组合: 以栎属(*Quercus*)、栲属(*Castanopsis*)、杜英科(*Elaeocarpaceae*)为主, 包括桃金娘科(*Myrtaceae*)等; (3) 热带低地雨林: 以大戟科(*Euphorbiaceae*)、桑科(*Moraceae*)、棕

桐科(*Palmae*)、无患子科(*Sapindaceae*)、楝科(*Meliaceae*)、茜草科(*Rubiaceae*)、芸香科(*Rutaceae*)等为主; (4) 红树林(mangroves): 以红树属(*Rhizophora*)为主, 包括木榄属(*Bruguiera*)、海桑属(*Sonneratia*)等; (5) 草本: 以禾本科(*Gramineae*)、莎草科(*Cyperaceae*)为主, 包括苋科(*Amaranthaceae*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、菊科(*Compositae*)和香蒲属(*Typha*)等。在上述生态组合中, 热带低地雨林的生物多样性最高, 但是多数是虫媒传播为主的, 各个科属的含量普遍偏低, 如东南亚低地雨林中占重要地位的龙脑香科(*Dipterocarpaceae*), 在花粉图谱中含量较低, 解释时难免将其弱化^[13], 因此在反映植被变化以及气候变化多将热带低地雨林作为整体讨论。

根据孢粉图谱中各组分的变化, 将剖面自下而上分为4个花粉带(P1, P2, P3和P4)(图3, 4):

P1带(16~12.9 m, 约30000~23000 cal a BP)。仍以热带高山雨林和热带低地雨林成分的花粉为主, 低山雨林、草本和红树林花粉含量很少。热带高山雨林的花粉含量是整个这一段研究剖面中最高的, 在30%~40%, 最高达到45%, 其中叶枝杉和罗汉松属的含量最为显著; 低山雨林成分的含量在10%左右摆动, 以栎属为主, 低地雨林的含量在50%左右, 两者都没有明显的变化; 草本植物和红树林的含量都较少, 有些时段在5%以下; 蕨类孢子的含量在200%左右, 并有一个降低过程, 特别是在浓度图谱中变化过程较为明显, 而其他生态类群的浓度波动不大, 并与百分含量的记录类似。

P2带(12.9~7.4 m, 约23000-13000 cal a BP)。仍以热带高山雨林和热带低地雨林成分的花粉为主, 但热带高山雨林成分有所下降, 而草本花粉有明显增加, 低山雨林和红树林花粉含量依然较少。热带高山雨林含量由P1带的平均约40%降到大约平均30%, 呈阶段性下降趋势, 从开始的40%下降至20%, 同样地, 以叶枝杉和罗汉松属的含量变化为主; 草本植被的含量上升到10%左右, 并持续至下一个花粉带, 主要是禾本科有比较明显的增加, 同时莎草科的含量也有所增加; 低山雨林、低地雨林和红树林的百分含量变化不大, 几乎与上一个花粉带一致; 蕨类孢子的含量总体来说处于整个剖面的最低谷, 变化幅度较小。相对地, 此花粉带的浓度变化显示, 除了低山雨林和红树林, 其他几个生态组合都有明显的变化过程, 并且变化的幅度都比百分含量图谱的变化幅度

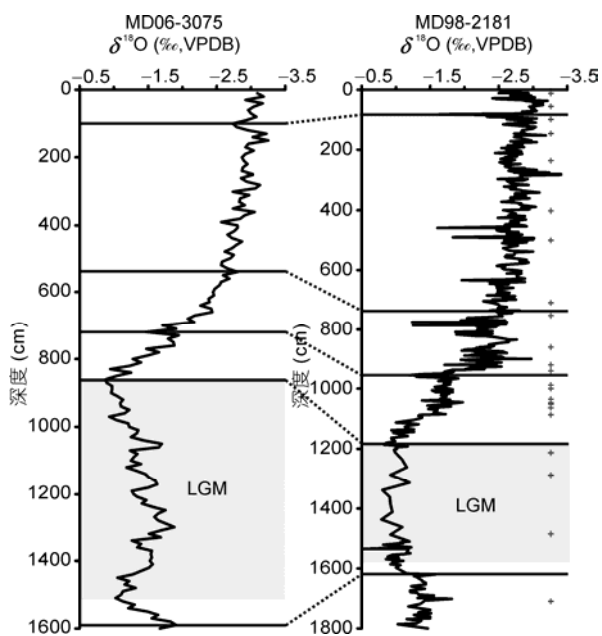


图2 MD06-3075与MD98-2181的氧同位素对比
其中“+”字为MD98-2181孔的测年点; 实线为本次研究的年龄控制点; 灰色区域阴影为LGM时期

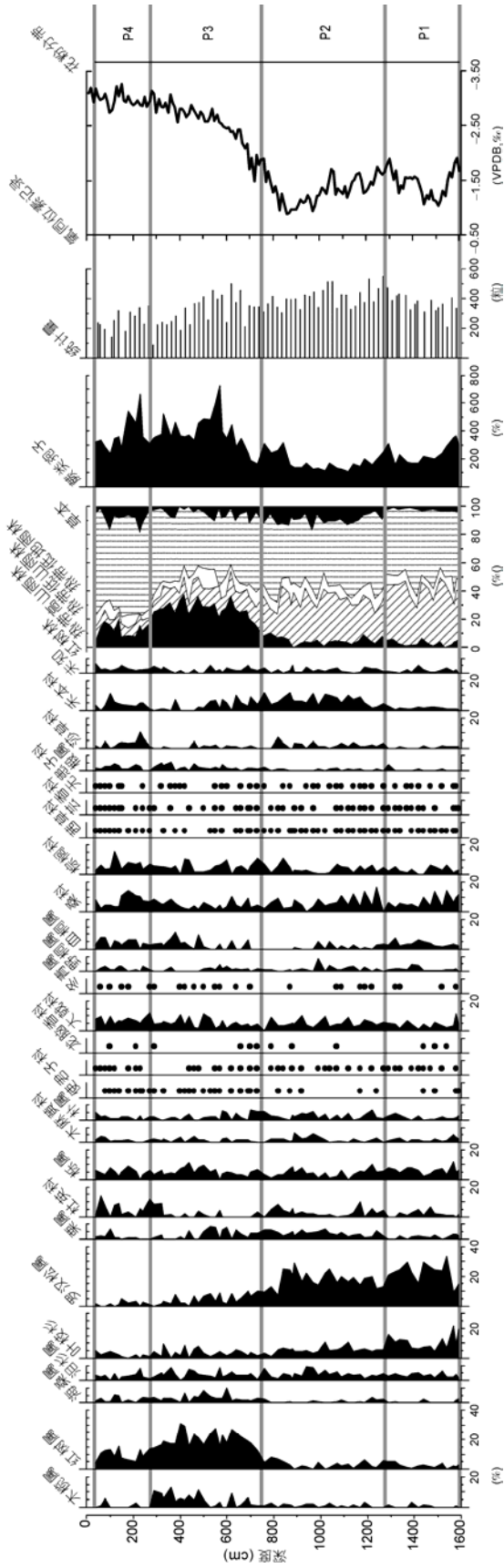


图 3 菲律宾南部 MD06-3075 孔孢粉百分比图式

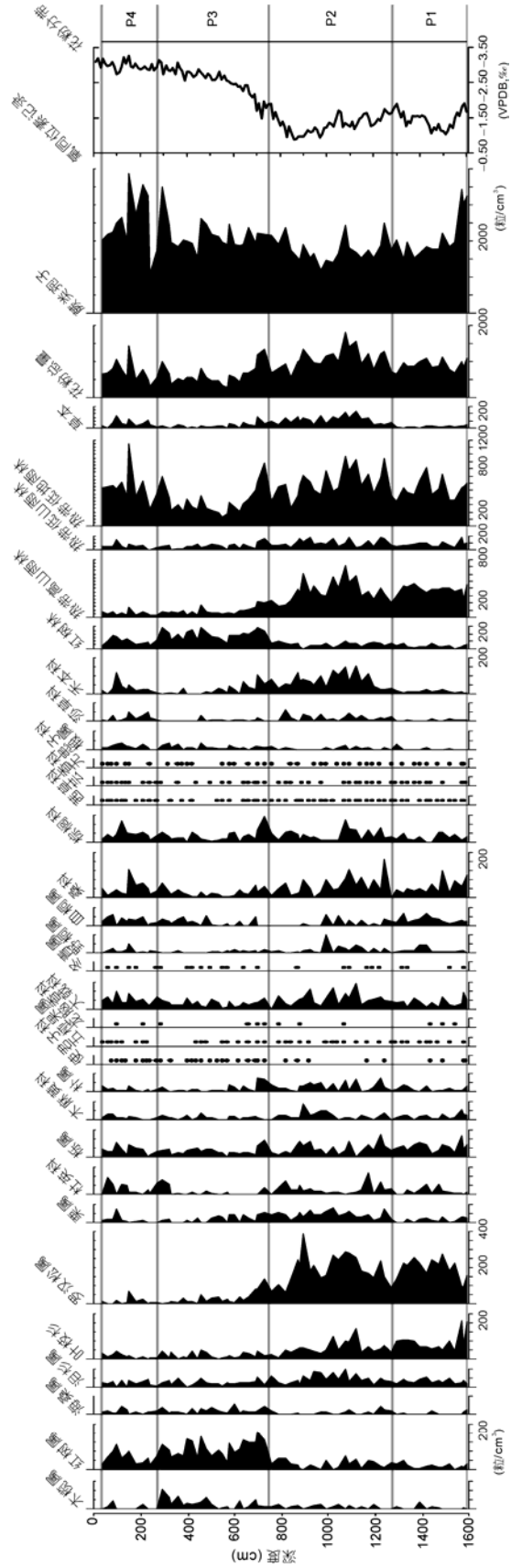


图 4 菲律宾南部 MD06-3075 孔的孢粉浓度变化

大,主要为高山雨林和低地雨林的浓度记录都先后显示谷值和峰值;草本植被以及陆生植物花粉总量表现为一个明显的峰值;蕨类孢子则是在后期呈明显的上升趋势.

P3带(7.4~2.8 m, 约 12000~5000 cal a BP). 这一带以红树林植物花粉剧增为显著特点,热带低地雨林的花粉含量仍然较高,但有个先降后升的过程,高山雨林成分有显著的下降,草本花粉也有所减少,低山雨林含量依然较少.红树林花粉的百分含量由<5%急剧增加到整个剖面的最大值38%,随后在35%左右波动,在该带的后期开始减少,以红树属的含量变化最为显著,木榄属含量也有一定程度的增加.热带高山雨林的花粉含量则比P1带低近20%,基本是在10%左右波动,其中罗汉松属含量从平均25%降为5%左右;草本植被的含量比P1带低,在草本中占主要组成部分的禾本科含量呈下降趋势,并且在该带的后期,其含量接近于零.蕨类孢子的含量明显比P1和P2带高,从200%左右增加到近400%.从浓度记录来看,花粉浓度整体上有所下降,约为P2带的1/2,而各生态组合的浓度记录与百分含量变化过程较为一致.

P4带(2.8~0 m, 约 5000~0 cal a BP). 以热带低地雨林和红树林的花粉为主.高山雨林成分略微下降,草本花粉有所增加,低山雨林含量依然较少.从百分含量变化来看,红树林花粉的百分含量迅速降低,仅为10%左右,其中红树属和木榄属的含量都有明显的下降;热带高山雨林有略微的下降,低山雨林无显著变化,低地雨林花粉含量逐步上升,草本花粉有所增加,其中禾本科和莎草科都有所增加,蕨类孢子有所下降.从浓度变化来看,花粉浓度整体上有所增加,而各生态组合的浓度变化与百分含量变化过程一致.

4 讨论

4.1 孢粉记录反映的植被演化过程

从整个剖面看,热带高山雨林的花粉总体呈下降趋势,而热带低地雨林的花粉百分比总体较稳定,但后期有上升的趋势.这可能反映了这一地区气候总体呈逐渐变暖的趋势.热带高山雨林来自较高海拔地区,是距离沉积地点较远的类群,其百分含量除受控于该植被类型的丰度外,还与沉积点的距离有

关.当气候变冷时,它的生长高度向下迁移以适应低海拔地区较暖的、与其所适应的环境更相似的温度条件.这时高山雨林花粉的传播路径变短,而且低海拔区的适宜面积也增大,传播到沉积地点的该类花粉的含量增高.反之,当气候变暖则生长范围上移,花粉含量减少.虽然其他花粉类型也有类似的变化,但由于这种变化对于高海拔地区植被表现得更明显,包括高山雨林和低山雨林,所以花粉谱中这一类群的花粉变化更具规律性.

记录开始时(P1带)植被表现为热带高山雨林在此时较为发育,低山雨林和草本植被的生长范围受到一定的限制,但低海拔地区的低地雨林变化不明显.冰盛期(主要为P2带前期)时虽然高山雨林花粉百分含量有所减少,但花粉浓度却有很大增加,而相对地,草本花粉百分含量和浓度都显著增加,达到整个数万年来最高值,此时高山雨林可能分布的海拔高度下降到了最低,分布范围也可能是最大的,但由于湿度的下降,林下或林间的草本层也很发育.

进入全新世后,植被以低地雨林为主,高山雨林向高海拔地区迁移,花粉含量显著下降.草本花粉下降,反映了此时雨林郁闭度的增加和草本植被覆盖率的减少,这一变化主要受控于温度和湿度的增加.蕨类孢子含量增加,呈现此类植物的一个繁盛时期,也可能是降雨加大后水流传播加强的结果.全新世中后期(P4带)时植被仍以热带低地雨林为主,但草本花粉有明显回升,说明草本植被生长范围扩大.

因此,根据花粉反映的以上植被分布变化,菲律宾南部地区LGM时期的温度较其他几个花粉带所处时期要低,湿度也最低.高山雨林下移而距沉积点的距离缩短.这种气候变化过程在西太平洋其他地区的花粉记录中也有所体现,如爪哇岛^[8]和苏门答腊等高海拔地区植被垂向变化的研究显示,在冰期时,其高山雨林整体下移.在南海北部^[15]、南部^[16],和澳大利亚北部^[17,18]的深海记录中也显示了高山雨林成分在冰期时的增加.同时,花粉的总浓度也有所升高,这可能是海平面大幅度下降后植被生长区向外延伸到出露的陆架,与沉积点的距离也整体缩短了.这种变化在邻近的南海南部研究中表现得最为明显,由于巽他陆架的大范围出露,海洋孢粉记录中的花粉沉积速率在冰期时较间冰期时高^[18].此外,红树林在冰期时的含量较低,这时海平面可能下降至坡度较陡的地区,红树林无法大面积生长(图1(c)).

4.2 红树林变化与海平面升降记录

现代红树林生长在海洋波浪影响较弱的热带海岸,以河口三角洲及泻湖地区最为茂盛,其中温度、盐度以及土壤条件是主要的控制因素.红树林生长在半咸水的泥质或粉砂质土壤中,而且一年中必须有一段时间的表层海水温度是超过 24℃的^[16,19].因此,沉积记录中的红树林含量的变化可以反映出海平面、温度、盐度等变化,特别是用红树林来指示海平面的变化已广泛应用于海洋孢粉研究中^[20,21].

在总体趋势上,本次研究中红树林的变化过程与海平面变化较为一致:LGM 时,红树林的孢粉含量与浓度都较低.结合海平面记录(此时海平面大约降低了 120 m)和当地海岸线地形,这时海平面处的坡度较陡,适宜红树林生长的空间较小,这可能是红树林百分含量减少的一个重要原因(图 3, 5(b)和(c)).随着海平面的升高,在冰消期时,红树林较为繁盛,沿岸地区适宜红树林生长的空间不断增加,海平面快速的大幅度上升,这一变化过程在西太平洋其他地区的研究中表现为冰消期时红树林从无到有的变

化^[20,21].此外,花粉总体浓度降低,表明植被与沉积点之间的距离有所增加,在一定程度上同样说明了海平面的上升.

除了冰期-间冰期较为明显的红树林变化,全新世中期也有明显的变化.在繁盛了较长一段时间后,红树林突然退缩,这种变化过程与相邻地区望加锡(Makassar)海峡两岸的加里曼丹南部和苏拉威西南部全新世以来的植被变化记录相似^[24].望加锡(Makassar)海峡两岸红树林含量在早全新世时都较高,然后,在全新世中期加里曼丹南部有小幅的下降,直到全新世晚期才回升,而苏拉威西南部的红树林则在中全新世时就消失了.相对应的海平面变化记录为,在全新世早期,或 6~4 千年时海平面较现在高 2~3 m,而后下降到现在的水平(图 5(c))^[23,24].考虑到冰消期时红树林变化幅度与海平面记录之间的关系,以及全新世时海平面变化等等,全新世中期红树林等植被变化可能说明海平面变化不是主要或者唯一的原因,而是其他气候、环境因素引起的.

4.3 与其他气候变化记录的对比及控制机制的探讨

本次研究结果显示,热带高山雨林、红树林、草本以及蕨类等植被,在冰期和间冰期之间有明显区别,可在一定程度上反映了赤道西太平洋地区的环境、气候变化.结果清楚表明,位于热带太平洋暖池的研究区域冰期以来也经历了显著的气候变化.冰期要比全新世有明显的降温,从而高山雨林植被沿海拔方向下移至较接近于采样地点的位置,而 LGM 时可能是过去 3 万年来最寒冷也最干燥的时期.冰消期后,气温明显开始回升,湿度也增高,尤其是在全新世的早期达到了湿度最高期.结合西太平洋地区陆地和海洋孢粉研究结果^[18,19],以及古海洋记录^[11],得到冰期时,特别是 LGM 时期,热带西太平洋地区的气候明显比全新世时期要偏冷偏干.

另一方面,全新世时期热带植被记录同样反映了该地区气候存在显著变化.其中红树林在全新世早期较为繁盛,在全新世中后期则出现明显的退缩过程.考虑到红树林是生长在热带低能海岸地区的特殊生态组合,其发展不但受到海平面变化引起的生存空间影响,同时,还与生长地区的其他环境、气候变化有关系.比如,在湿润条件下,红树林比较发育,不但属种较多,而且分布范围比较广泛,相对地,在干旱条件下则相反^[21].此外,红树林生长的河口

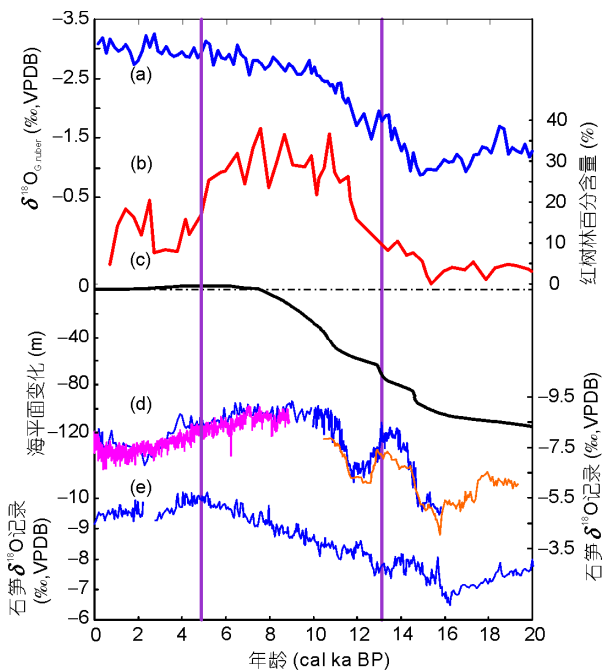


图 5 与末次冰盛期以来的海平面、季风记录和全新世以来的 ENSO 记录的对比

(a) MD06-3075 孔的氧同位素记录; (b) MD06-3075 孔红树林的百分含量; (c) 南海地区的海平面变化(据文献[24]修改); (d) 东亚季风,中国华南葫芦洞和董歌洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ ^[32,33]; (e) 婆罗洲地区的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[34]. 其中紫色实线为花粉带界限,分别为 P1/P2 和 P2/P3

地区盐度变化在很大的程度上受河流径流量的影响,在河流径流量较大时,不但有利于三角洲等的发育,同时,河口地区淡水输入增加,半咸区域会相应的增加,对红树林的发展较为有利.因此,在全新世早期,红树林的大量发育以及从林下或林间的草本层不发育看出这时雨林的高郁闭度,以及水流搬运为主的蕨类植物孢子也在研究点上沉积最高等,都体现了全新世早期该地区湿度较高.

研究表明,西太平洋边缘的群岛地区,以高山地形为主,河流的径流量在很大程度上受到降雨量变化影响^[17,26-28].同时,该地区的湿度变化可能与季风、ENSO系统等变化息息相关^[26-33].从全新世以来,华南董歌洞石笋记录的东亚季风,表现为8 ka以来北半球夏季风逐渐减弱^[30-33](图5(d),虽然图5(e)中的婆罗洲石笋记录在地理位置上较为靠近研究区,但根据Griffiths等人^[34]的研究显示,婆罗洲石笋记录受到赤道两侧的同时影响,地区信息多于区域信息,所以本次研究采用代表北半球夏季风强度的中国石笋记录).根据全新世以来,热带地区河流径流量分析显示,受东亚季风影响的东南亚地区的河流径流减少了30%左右^[29].同时,影响西太平洋降雨分布的ENSO(El Niño Southern Oscillation)暖事件的频率和幅度从全新世中期以来都有所增加^[35].在上述气候变化的共同调控下,可能导致该地区的降雨

量下降,河流径流量有大幅度的降低^[29].因此,本次研究中红树林,草本植被以及蕨类等植被类型在全新世中后期的变化,可能体现了该地区河流径流量以及降雨量变化记录.

5 结论

综上所述,末次盛冰期以来,植被及气候变化主要有以下几个阶段:末次冰盛期(LGM)时,高山雨林不断的扩张,说明当时温度较现在低,花粉的浓度有所升高,红树林含量降低,指示了LGM时期海平面下降;冰消期时,高山雨林逐渐向高海拔地区退缩,根据高山雨林花粉含量变化推断出其海拔迁移幅度和分布范围都有显著的变化,表明温度有大幅度的升高.同时,红树林的发展指示了海平面的不断上升.全新世早期,植被以热带低地雨林为主,蕨类的含量也较高,而红树林发展迅速,说明此时的气候比较的温暖湿润.

全新世中后期时,红树林的退缩,蕨类含量的下降,以及草本的增加等植被变化可能反映了该地区河流径流量的减少,在一定的程度上证实了影响西太平洋地区降雨的东亚季风减弱和ENSO系统增强导致河流径流量下降的研究结果.

另外,全新世后期人类活动对环境的影响有所增加,而其对植被变化的作用还有待进一步的研究.

参考文献

- Bush M B, Flenley J R. Tropical Rainforest Responses to Climatic Change. Chichester: Praxis Publishing Ltd, 2007
- Hope G. Environmental change in the Late Pleistocene and later Holocene at Wanda site, Soroako, South Sulawesi, Indonesia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 171: 129-145
- Peterson J A, Hope G S, Prentice M, et al. Mountain environments in New Guinea and the late Glacial Maximum warm seas/cold mountains enigma in the West Pacific Warm Pool region. In: Kershaw A P, Tapper N J, David B, et al, eds. *Bridging Wallace's Line. Adv GeoEcol, Catena Verlag, Reiskirchen*, 2002, 34: 173-187
- Penny D. A 40000 year palynological record from north-east Thailand: Implications for biogeography and palaeo-environmental reconstruction. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 171: 97-128
- Anhuf D, Ledru M P, Behling H, et al. Paleo-environmental change in Amazonian and African rainforest during the LGM. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 239: 510-527
- Maxwell A L, Liu K-B. Late Quaternary pollen and associated records from the monsoonal areas of continental South and SE Asia. In: Kershaw A P, Tapper N J, David B, et al, eds. *Bridging Wallace's Line. Adv GeoEcol, Catena Verlag, Reiskirchen*, 2002, 34: 189-228
- Newsome J C, Flenley J R. Late Quaternary vegetational history of the Central Highlands of Sumatra. II. *Palaeopalynology and vegetational history. J Biogeogr*, 1988, 15: 555-578
- van der Kaars S, Penny D, Tibby J, et al. Late Quaternary palaeoecology, palynology and palaeolimnology of a tropical lowland swamp: Rawa Danau, West Java, Indonesia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 171: 185-212
- 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
- 王晓梅, 孙湘君, 汪品先, 等. 末次冰消期以来巽他陆架高分辨率的孢粉记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 71-76

- 11 Scott L, Poulsen C, Lund S, et al. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science*, 2002, 297: 222–226
- 12 Dai A, Wigley T. Global patterns of ENSO-induced precipitation. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 1283–1286
- 13 Whitmore T C. *Tropical Rain Forests of the Far East*. Oxford: Clarendon Press, 1975. 121–163
- 14 Stott L. Comment on “Anomalous radiocarbon ages for foraminifera shells” by W. Broecker et al.: A correction to the western tropical Pacific MD98-2181 record. *Paleoceanography*, 2007, 22: PAPA1211, doi: 10.1029/2006PA001379
- 15 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. *Mar Geol*, 1999, 156: 227–244
- 16 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 Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2000, 160: 301–316
- 17 Kershaw A P, van der Kaars S, Flenley J R. The Quaternary history of far eastern rainforests. In: Bush M B, Flenley J R, eds. *Tropical Rainforest Responses to Climatic Change*. Chichester: Praxis Publishing Ltd, 2007. 77–115
- 18 Hope G, Kershaw A P, van der Kaars S, et al. History of vegetation and habitat change in the Austral-Asian region. *Quat Int*, 2004, 118-119: 103–126
- 19 Ellison J C. Long-term retrospection on mangrove development using sediment cores and pollen analysis: A review. *Aquat Bot*, 2008, 89: 93–104
- 20 Ellison J C. Holocene palynology and sea-level change in two estuaries in Southern Irian Jaya. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 220: 291–309
- 21 Grindrod J, Moss P, van der Kaars S. Late Quaternary mangrove pollen records from the continental shelf and ocean cores in the north Australian-Indonesian region. In: Kershaw A P, Tapper N J, David B, et al, eds. *Bridging Wallace’s Line*. Adv GeoEcol, Catena Verlag, Reiskirchen, 2002, 34: 119–146
- 22 van der Kaars S, Wang X, Kershaw A P, et al. Late Quaternary palaeoecological record from the Banda Sea, Indonesia: Patterns of vegetation, climate and biomass burning in Indonesia and northern Australia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2000, 155: 135–153
- 23 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
- 24 Tanabe S, Saito Y, Vu Q L, et al. Holocene evolution of the Song Hong (Red River) delta system, northern Vietnam. *Sediment Geol*, 2006, 187: 29–61
- 25 Yulianto E, Sukapti W S, Rahardjo A T, et al. Mangrove shoreline responses to Holocene environmental change, Makassar Strait, Indonesia. *Rev Palaeobot Palynol*, 2004, 131: 251–268
- 26 Flenley J R. Problems of the Quaternary on mountains of the Sunda-Sahul Region. *Quat Sci Rev*, 1996, 15: 549–555
- 27 Milly P C D, Dunne K A, Vecchia A. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 2005, 438: 347–350
- 28 Lough J M. Tropical river flow and rainfall reconstructions from coral luminescence: Great Barrier Reef, Australia. *Paleoceanography*, 2007, 22: PA2218, doi: 10.1029/2006PA001377
- 29 Aerts J C J H, Renssen H, Ward P J, et al. Sensitivity of global river discharges under Holocene and future climate conditions. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L19401, doi: 10.1029/2006GL027493,
- 30 van Campo E. Monsoon fluctuations in two 20,000-yr. Oxygenisotope/pollen records off southwest India. *Quat Res*, 1986, 26: 376–388
- 31 汪品先. 全球季风的地质演变. *科学通报*, 2009, 54: 1113–1136
- 32 Wang Y, 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
- 33 Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854–857
- 34 Griffiths M L, Drysdale R N, Gagan M K, et al. Increasing Australian-Indonesian monsoon rainfall linked to early Holocene sea-level rise. *Nature*, 2009, 605: 637–639
- 35 Moy C S, Seltzer G O, Rodbell D T, et al. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 2002, 420: 162–165