

# 南海第四纪的生源蛋白石记录: 与东亚季风、全球冰量和轨道驱动的联系

王汝建<sup>①\*</sup> 翦知湓<sup>①</sup> 肖文申<sup>①</sup> 田 军<sup>①</sup> 李建如<sup>①</sup> 陈荣华<sup>②</sup>  
郑玉龙<sup>②</sup> 陈建芳<sup>②</sup>

(① 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092; ② 国家海洋局海底科学重点实验室, 杭州 310012)

**摘要** 据南海中部 1993~1996 年颗粒通量的研究表明, 蛋白石通量可以用来指示初级生产力的变化, 这一结果为追溯南海第四纪冰期旋回中表层生产力的变化与东亚季风的演化关系提供了依据. 通过南海 ODP184 航次等 6 个站位生源蛋白石含量及其堆积速率的研究发现, 北部站位蛋白石含量及其堆积速率自 470~900 ka 以来明显增加, 并且冰期升高, 间冰期降低; 而南部站位自 420~450 ka 以来明显增加, 并且间冰期升高, 冰期降低. 这种晚第四纪冰期旋回中蛋白石含量及其堆积速率的变化反映了南、北部表层生产力呈现“跷跷板”式的变化, 即冰期冬季风加强, 北部表层生产力增加, 南部表层生产力降低; 间冰期夏季风加强, 南部表层生产力增加, 北部表层生产力降低. 北部 ODP1144 站和南部 ODP1143 站第四纪以来蛋白石含量与全球冰量( $\delta^{18}\text{O}$ )和轨道参数(ETP)的时间序列交叉频谱分析和以前的研究结果显示, 东亚冬季风和夏季风的变化可能有不同的驱动机制. 在轨道时间尺度上, 全球冰量的变化可能是东亚冬季风强度和时间变化的主要控制因素, 而岁差和斜率相关的北半球夏季太阳辐射量的变化可能是东亚夏季风强度和时间变化的主要控制因素.

**关键词** 生源蛋白石 表层生产力 东亚季风 全球冰量 轨道驱动 ODP184 航次 第四纪南海

南海作为西太平洋边缘海的一部分, 其独特的地理位置使其成为古环境研究的一个关键地区. 它属于典型的亚洲季风区, 其现代表层环流由季风驱动, 是中国大陆季风降水的首要水气供应者. 因此, 南海的环境变迁对中国的季风气候具举足轻重的影响. 同时, 南海又是追溯冰期与间冰期旋回中东亚季风演变的理想场所<sup>[1]</sup>. 在南海古生产力的研究中, 浮游有孔虫碳同位素<sup>[2~4]</sup>、有机碳通量<sup>[5~7]</sup>、底栖有孔虫<sup>[8,9]</sup>、浮游有孔虫 Cd/Ca 比值和生源蛋白石含量

及其堆积速率<sup>[10~14]</sup>等方法被用来作为表层生产力的替代物, 研究南海第四纪表层生产力的演变. 由于放射虫、硅藻和硅鞭藻等硅质生物骨骼的堆积组成的蛋白石及其生产力是重建过去海洋环境的工具<sup>[15~19]</sup>, 因此, 通过对蛋白石含量的测定可以获得蛋白石堆积速率的变化, 从而反映表层生产力的高低. 而现代表层生产力的高低与冬、夏季风的变化密切相关<sup>[20~23]</sup>. 本文的目的是通过南海大洋钻探计划 ODP184 航次 5 个站位和中德合作“太阳号”95 航次 1

收稿日期: 2006-06-08; 接受日期: 2006-11-21

国家重点基础研究发展计划(编号: G200078500)、国家自然科学基金项目(批准号: 40321603, 49732060, 49946011)和高等学校全国优秀博士学位论文作者专项项目(批准号: 200126)资助

\* E-mail: [rjwang@mail.tongji.edu.cn](mailto:rjwang@mail.tongji.edu.cn)

个站位(图 1)沉积物中的蛋白石含量及其堆积速率的变化,研究南海第四纪表层生产力的变化及其与东亚季风、全球冰量和轨道驱动的关系。

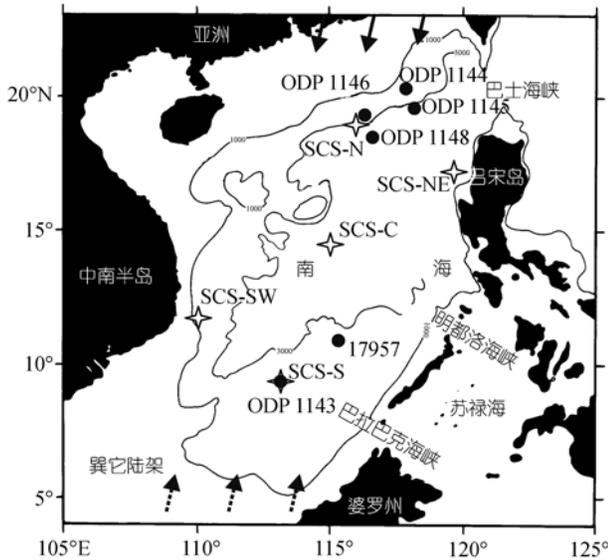


图 1 南海 ODP184 航次和“太阳号”95 航次站位, 以及沉积物捕获器站位图  
实线箭头代表冬季风; 虚线箭头代表夏季风

## 1 南海现代颗粒通量的季节性变化

自 1987 年以来, 国家海洋局第二海洋研究所和德国汉堡大学分别在南海北部(SCS-N)、南海中部(SCS-C)、吕宋岸外(SCS-NE)和越南岸外(SCS-SW)等 4 个站位先后布放与回收了 Mark VI 型时间系列沉积物捕获器<sup>[20-23]</sup>(图 1)。同济大学自 2004 年以来在南海南部(SCS-S)的 ODP1143 站位也先后布放与回收了 Mark 78G 型时间系列沉积物捕获器(2004 年 5 月~2005 年 5 月, 王汝建等, 未发表资料)。由于南海北部、吕宋岸外、越南岸外和南海南部等 4 个站位目前只获得一年以内的资料, 而南海中部站位获得了多年的资料(1993 年 5 月~1996 年 5 月)<sup>[24]</sup>, 因此, 本文采用南海中部站位的资料来讨论南海中部颗粒通量的季节性变化与冬、夏季风的关系(图 2)。

南海是贯穿北太平洋和北印度洋的通道之一, 终年受到冬、夏季风的影响和控制。一般情况下, 冬季风力较强, 持续时间大约 5 个月(10 月中~3 月中)。夏季风力较弱, 持续时间大约 3 个月(6 月~8 月)<sup>[25]</sup>。1993 年 5 月~1996 年 5 月南海中部风速和表层温度的记录显示, 冬季的风速大于夏季。较强的冬季风伴随

着表层温度的下降, 而较弱的夏季风伴随着表层温度的升高。在季节变化上, 颗粒通量受季风控制比较明显, 高值主要出现在冬季和夏季, 而且冬季的颗粒通量和初级生产力要高于夏季的值(图 2)。颗粒通量和初级生产力均在季风盛行期(冬和夏季风期)同时都相应升高, 而在季风间期都相应降低<sup>[24]</sup>, 说明冬、夏季风是影响和控制南海颗粒通量和初级生产力变化的主要因素。同时, 由图 2 可以看出, 蛋白石通量与颗粒总通量、有机碳通量和初级生产力几乎同步变化。各颗粒通量与初级生产力的相关性分析显示(表 1), 有机碳通量与颗粒总通量、岩屑通量和蛋白石通量的相关系数分别为 0.92, 0.86 和 0.81。蛋白石通量与颗粒总通量、有机碳通量和初级生产力的相关分别为 0.85, 0.81 和 0.82。碳酸钙通量只与颗粒总通量有较高的相关系数为 0.84。由此可见, 在蛋白石通量与有机碳通量和初级生产力之间存在较高相关性, 表明蛋白石通量可以用来指示初级生产力的变化, 并为地质记录中生源蛋白石作为表层生产力的替代物提供了依据。

与南海中部生源颗粒通量冬季高于夏季相对应, 南海中部冬季的营养盐也比夏季要高, 因此, 颗粒通量的变化与上层实际观测的水文和营养盐结果基本是一致的<sup>[23]</sup>。在年际变化上, 在 El Niño 暖事件的影响下, 通量可以减小 20%。2 个上升流区(SCS-NE 和 SCS-SW)碳酸钙/蛋白石比值要比非上升流区(SCS-C)明显要低, 表明上升流区可能更有利于硅质生物的生长。在南海中部的 El Niño 影响年, 碳酸钙/蛋白石比值有明显的升高, 表明暖事件可以抑制硅质生物的生长<sup>[23]</sup>。由于南海营养跃层比相邻的西菲律宾海要浅, 在季风和台风等外力强迫下, 上升的中、深层水可以带着营养充足的水一直可以到达表层<sup>[26]</sup>。冬季风可以带来富铁的风尘沉积至南海, 夏季风带来的降水和风尘也可为南海上层生物提供 N, Si, Fe 营养物质<sup>[27]</sup>。

## 2 材料来源与分析方法

### 2.1 材料来源

本文中所分析的生源蛋白石样品分别来自于大洋钻探(ODP)“决心号”184 航次<sup>[28]</sup>和中德合作“太阳号”95 航次重力取样器在南海采取的样品<sup>[29]</sup>。其站位分别为 ODP1143, 1144, 1145, 1146 和 1148, 以及

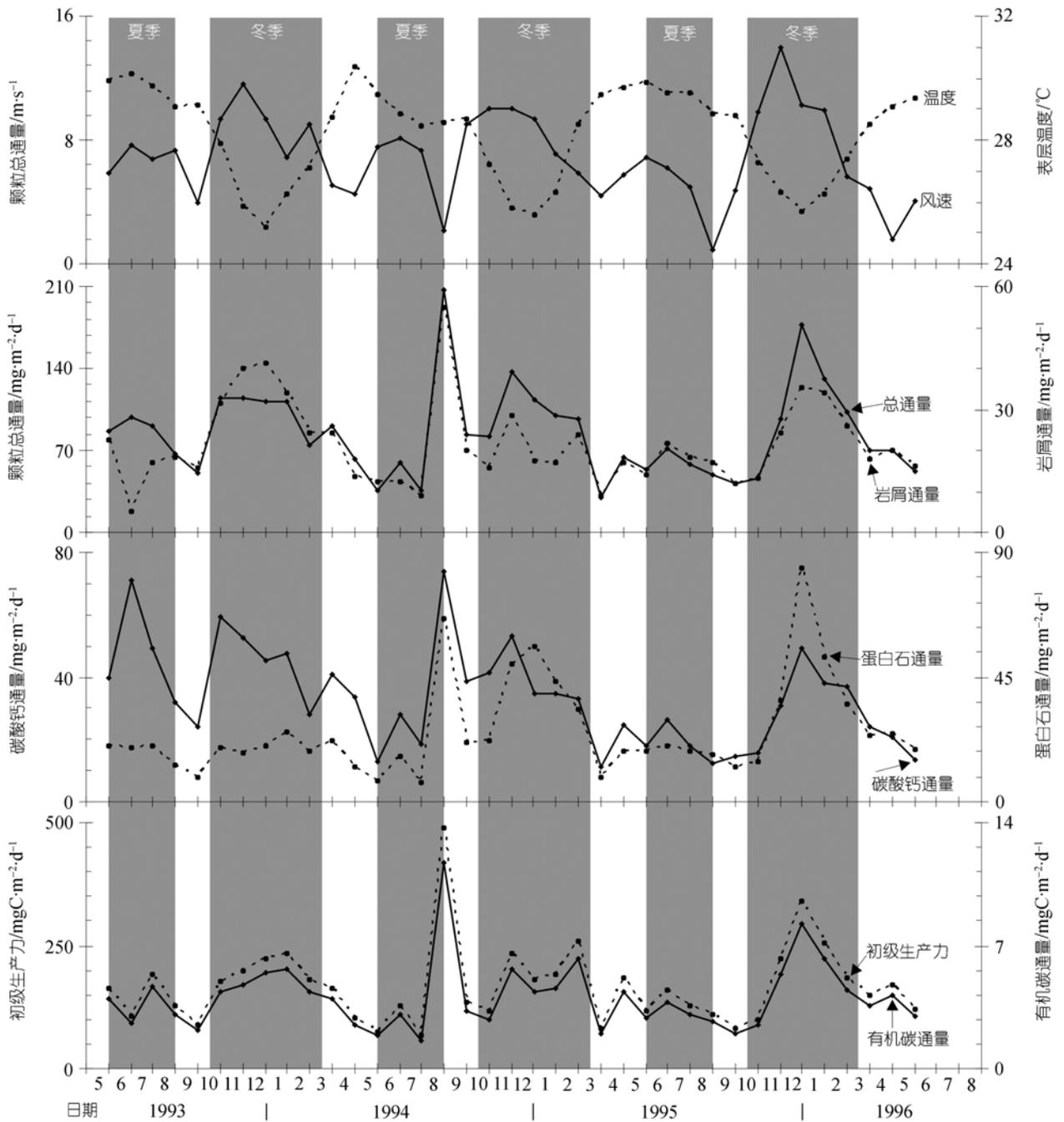


图 2 南海中部 1993~1996 年水深 1000 m 处沉积物捕获器中的颗粒通量的季节性变化 [24]

表 1 南海中部 1993~1996 年水深 1000 m 处颗粒总通量与其他通量的相关性分析

相关系数	颗粒总通量	岩屑通量	碳酸钙通量	蛋白石通量	有机碳通量	初级生产力
有机碳通量	0.92	0.86	0.64	0.81	-	1
蛋白石通量	0.85	0.58	0.51	-	0.81	0.82
碳酸钙通量	0.84	0.6	-	0.51	0.64	0.64

表 2 南海 ODP184 航次和其他航次站位的信息和相关数据

站位	纬度(N)	经度(E)	水深/m	样品数量/个	时间长度/ka	样品平均分辨率/a
ODP1143	9°21.72'	113°17.11'	2722	752	0~1600	2000
ODP1144	20°3.18'	117°25.14'	2037	852	0~1050	1200
ODP1145	19°35.04'	117°37.86'	3175	233	0~1365	3400
ODP1146	19°27.40'	116°16.37'	2092	233	0~1800	7700
ODP1148	18°50.17'	116°33.94'	3294	177	0~2000	11300
17957-2	10°53.9'	115°18.3'	2195	273	0~1500	5500

17957-2 站位, 取样共计 2520 个样品(图 1, 表 2). 其中, ODP1143 和 1144 站位以及中德合作“太阳号”95 航次的 17957-2 站位的生源蛋白石数据来自于已经发表的数据 [13,14,30].

## 2.2 分析方法

样品处理在同济大学海洋地质国家重点实验室进行, 蛋白石的萃取方法见文献 [31]. 由于该分析方法的系统误差小于 3%, 因此为了检验该方法的精确性, 对该方法进行了精度和重复性检验. 再次随意地分别采取 ODP1143 和 1144 站各 25 个样品进行第二次分析, 将两次分析的数据进行精度和重复性检验. 误差检验显示, ODP1143 站的百分含量误差范围在 0.02~0.73 之间, 平均值为 0.25; ODP1144 站的百分含量误差范围在 -1.51~1.76 之间, 平均值为 -0.13. 说明该分析方法的精准度和再现率都较高, 只不过是大于 3% 的值较小于 3% 的值可信度高. ODP1143 至 1148 站和 17957-2 站的蛋白石堆积速率是按照公式(1)来计算的, 堆积速率=百分含量×沉积速率×干样密度(1). 由于有孔虫壳体的氧同位素记录( $\delta^{18}\text{O}$ )反映了北半球在冰期与间冰期旋回中的扩大与缩小, 因此被用来指示全球冰量的变化. 地球轨道参数(ETP)是采用 Berger 和 Loutre 的计算结果 [32]. ODP1144 和 1143 站位的蛋白石含量、氧同位素记录( $\delta^{18}\text{O}$ )和轨道参数(ETP)的交叉频谱分析方法采用美国布朗大学的“ARANDA”程序.

## 3 年代框架和氧同位素记录

本文中 ODP184 航次的 1143, 1144, 1146 和 1148 站位所使用的年龄框架是以已经发表的有孔虫氧同位素年代学结果为标准 [33~36]. ODP1145 站位的年龄框架和有孔虫氧同位素数据是由美国 Woods Hole 海洋研究所的 Oppo 提供的(未发表的资料). 中德合作“太阳号”95 航次 17957-2 站的年龄

框架和有孔虫氧同位素数据来自于文献 [30].

## 4 结果

### 4.1 北部蛋白石及其堆积速率的变化

根据南海北部 1144 和 1145 站有孔虫氧同位素记录、蛋白石含量及其堆积速率(图 3)的对比可以看出, 1144 站蛋白石含量在氧同位素期(MIS: Marine Isotope Stage)22/23 期(约 900 ka)有一个明显的界线. 900 ka 以来蛋白石含量上升, 并且变化幅度加大, 平均含量为 3.8%. 从 900~1100 ka, 蛋白石含量较低, 平均含量为 1.5%. 尽管 900 ka 以来蛋白石堆积速率平均值为 2.7 g/cm<sup>2</sup>·ka, 而 900~1100 ka 其平均值只有 1.9 g/cm<sup>2</sup>·ka, 但这一界线在堆积速率的记录中并不明显. 同时, 蛋白石含量及其堆积速率的变化与氧同位素记录有着明显的对应关系, 显然是受到冰期与间冰期旋回的控制. 蛋白石含量除了在 MIS 14 和 8 稍微上升外, 其他冰期都明显增加. 而除了在 MIS 15 和 13 晚期上升外, 其他间冰期都明显降低; 蛋白石堆积速率除了在 MIS 26, 18, 14 和 8 小幅度上升外, 其他冰期也都明显增加. 而除了在 MIS 29, 23 和 13 晚期以及 5.2 上升外, 其他间冰期都明显降低. 1145 站蛋白石含量及其堆积速率在 MIS 12(约 470 ka)有一个明显的界线. 470 ka 以来, 蛋白石含量及其堆积速率明显增加, 且波动较大, 其平均值分别为 3.63%和 0.48g/cm<sup>2</sup>·ka<sup>-1</sup>. 两者与氧同位素记录同样有着明显的对应关系, 冰期增加, 间冰期降低; 而 1400~470 ka, 两者均较低, 且波动不明显, 平均值分别为 1.26%和 0.1g/cm<sup>2</sup>·ka.

从南海北部 1146 和 1148 站有孔虫氧同位素记录、蛋白石含量及其堆积速率(图 4)的对比来看, 1146 站蛋白石含量及其堆积速率在 MIS 16(约 680 ka)有一个明显的界线. 680 ka 以来, 蛋白石含量及其堆积速率明显增加, 且波动较大, 其平均值分别为 3.58%和 0.56g/cm<sup>2</sup>·ka<sup>-1</sup>. 两者与氧同位素记录有着明显的对

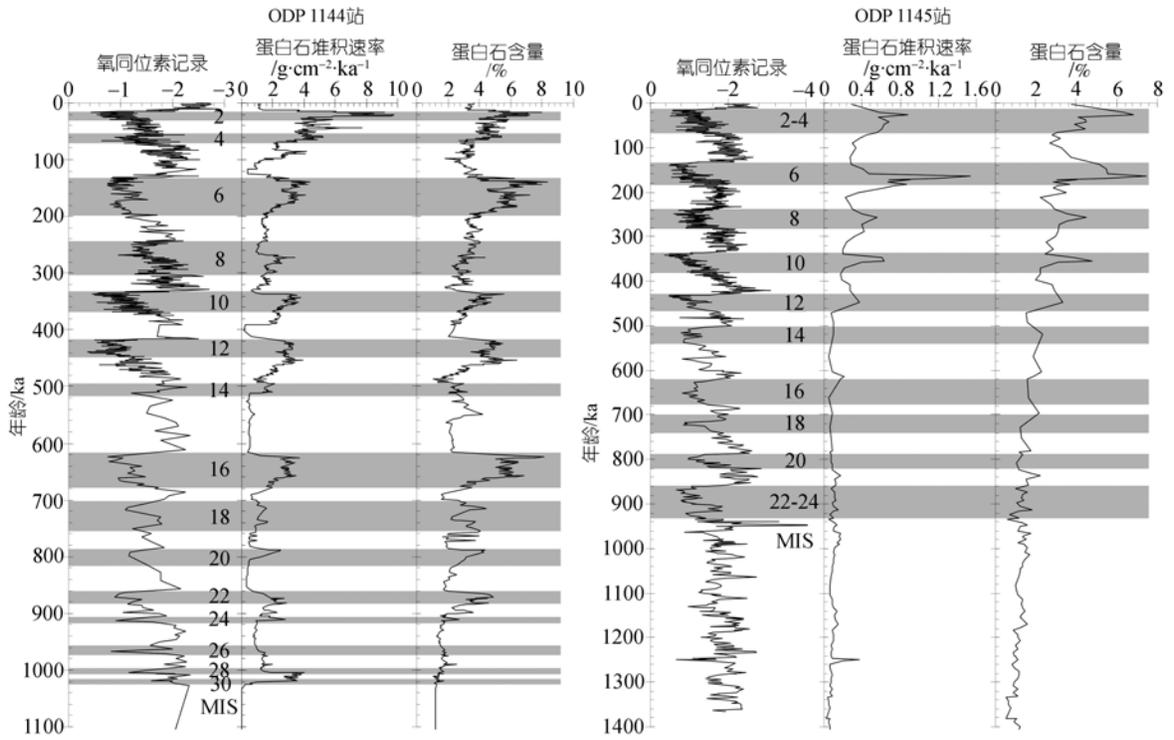


图 3 南海北部 ODP1144 和 1145 站的氧同位素记录与蛋白石含量及其堆积速率的对比

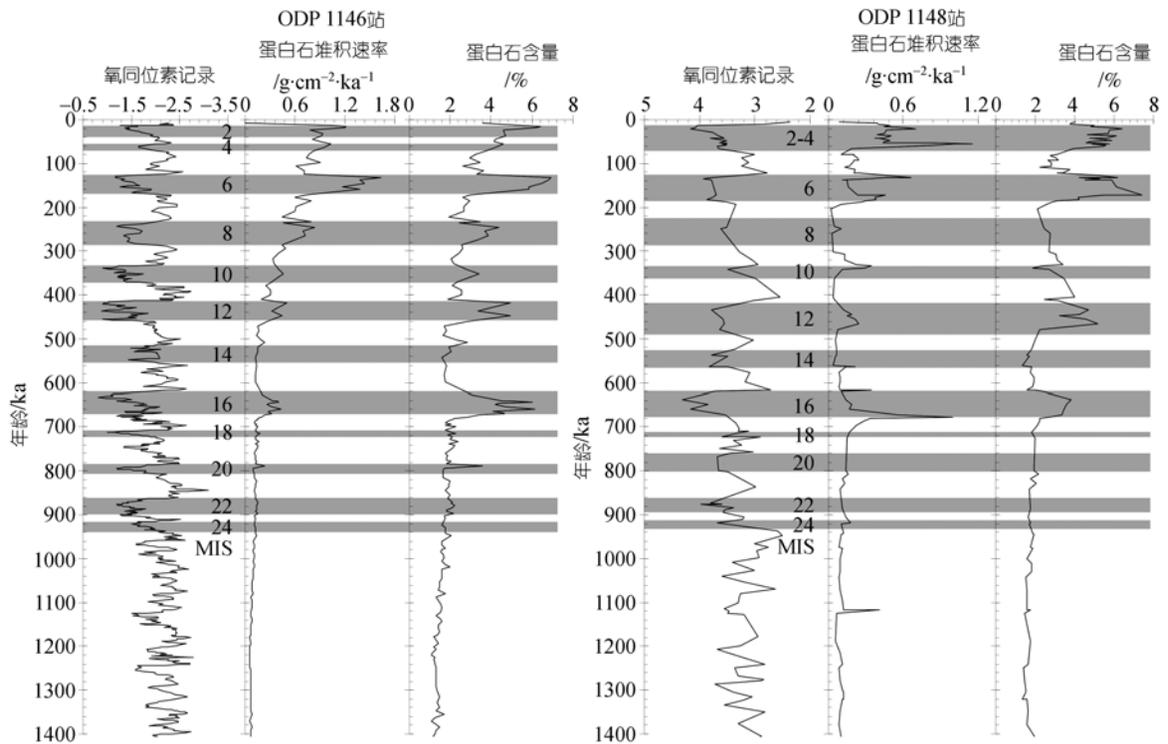


图 4 南海北部 ODP1146 和 1148 站的氧同位素记录与蛋白石含量及其堆积速率的对比

应关系,除了 MIS 14 降低,而 MIS 13 早期增加外,其他冰期增加,间冰期降低;而 1400~680 ka,除了 MIS 20 略有增加外,两者均较低,且波动不明显,平均值分别为 1.71%和  $0.11\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{ka}^{-1}$ . 同样的,1148 站蛋白石含量及其堆积速率在 MIS 16(约 680 ka)也有一个明显的界线. 680 ka 以来,蛋白石含量及其堆积速率明显增加,且波动较大,其平均值分别为 3.7%和  $0.29\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{ka}^{-1}$ . 两者与氧同位素记录也有着明显的对应关系,除了 MIS 14 和 8 降低两者均降低以及蛋白石含量 MIS 11 升高和 MIS 10 降低外,其他冰期增加,间冰期降低;而 1400~680 ka,两者均较低,且波动不明显,平均值分别为 1.74%和  $0.13\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{ka}^{-1}$ .

#### 4.2 南部蛋白石及其堆积速率的变化

南海南部 ODP 1143 站蛋白石含量及其堆积速率与有孔虫氧同位素记录的对比显示(图 5),1143 站蛋白石含量及其堆积速率在 MIS 11(约 420 ka)有一个明显的界线. MIS 11 以来,蛋白石含量及其堆积速率明显增加,并与氧同位素记录有较好的对应关系,存在间冰期增加,冰期降低的特点. MIS 11 以来,蛋白石

含量及其堆积速率的平均值分别为 2.61%和  $0.11\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{ka}^{-1}$ ,而 MIS 12~55,蛋白石含量及其堆积速率的平均值分别为 1.83%和  $0.07\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{ka}^{-1}$ ,并且蛋白石含量几乎没有明显变化,仅在 MIS 49, 53 和 55 出现稍高的值. 与此相反,堆积速率表现出轻微的波动, MIS 13~21,堆积速率明显在间冰期增加,冰期降低. 而 MIS 22~55,仅在 MIS 39, 41, 49, 53 和 55,出现相对高的值. 南部 17957-2 站蛋白石含量及其堆积速率与有孔虫氧同位素记录的对比显示(图 5),它们在 MIS 12(约 450 ka)也有一个明显的界线. MIS 12 以来,蛋白石含量及其堆积速率明显增加,并与氧同位素记录有较好的对应关系,存在间冰期增加,冰期降低的特点. MIS 12 以来,蛋白石含量及其堆积速率的平均值分别为 12%和  $0.12\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{ka}^{-1}$ . 而 MIS 13~47,蛋白石含量及其堆积速率的平均值分别为 6.28%和  $0.05\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{ka}^{-1}$ . MIS 13~47,蛋白石含量及其堆积速率在大多数间冰期增加,冰期降低,仅少数间冰期它们没有增加,如 MIS 13, 33 和 35 等. 但它们也在 MIS 10, 12, 16 和 20 晚期增加.

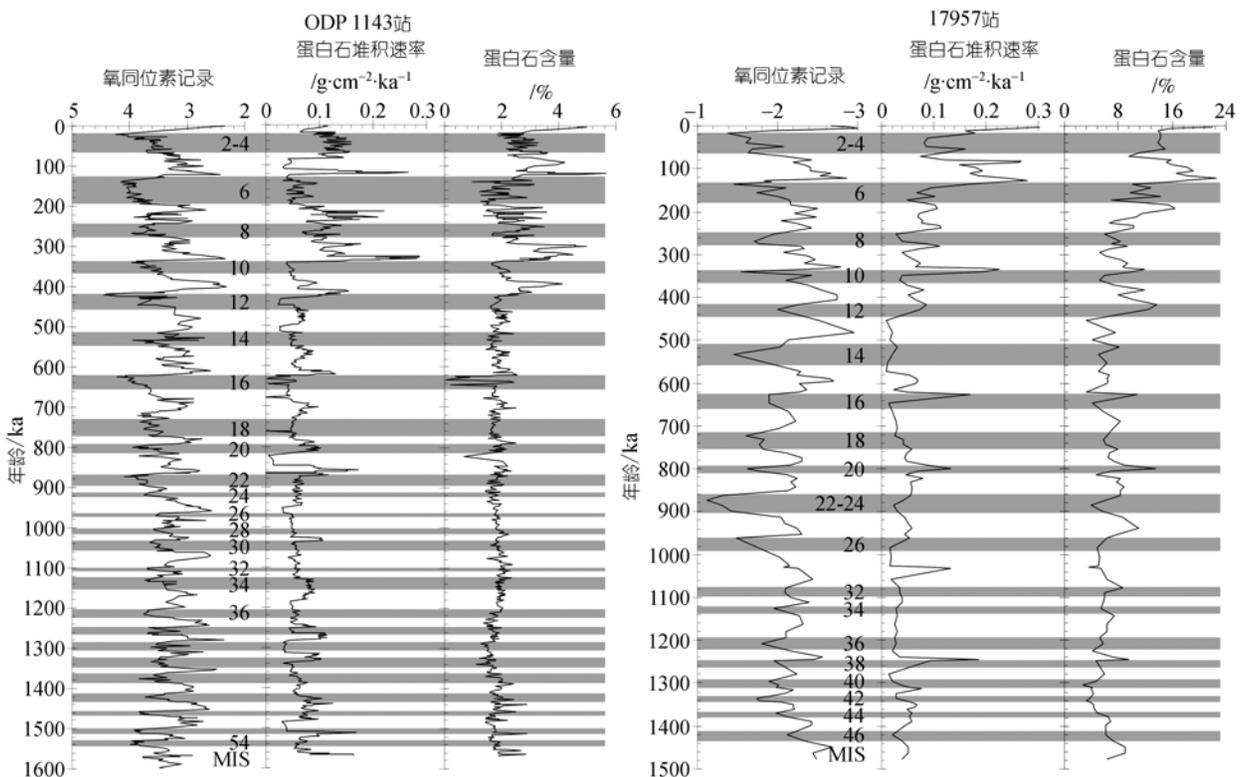


图 5 南海南部 ODP1143 和 17957-2 站的氧同位素记录与蛋白石含量及其堆积速率的对比

## 5 讨论

### 5.1 表层生产力与东亚季风的关系

尽管大洋水柱中只有少量蛋白石能够进入沉积物中并保存下来, 但是它们却蕴藏着古代表层生产力的状况和气候的信息. 因此, 深海沉积物中的蛋白石含量及其堆积速率可以用来指示地质时期的表层生产力和与之相关的气候变化<sup>[37,38]</sup>.

南海北部ODP184航次1144, 1146和1148站位的蛋白石含量及其堆积速率大约在900~680 ka之间都迅速增加, 而1145站位的蛋白石含量及其堆积速率却从470 ka开始增加, 这显然与第四纪气候变化“中更新世气候转型”所造成的冬季风环流的加强相关. 第四纪气候变化研究结果显示, 在以41 ka为主的气候周期与以100 ka为主的气候周期之间存在一个过渡期. 该过渡期不管是自1000 ka至500 ka<sup>[39,40]</sup>, 还是自950~650 ka<sup>[41,42]</sup>, 中更新世以来, 全球冰量增加了15%, 气候变冷, 大气环流加强<sup>[39-43]</sup>. 而冬季风环流加强、海平面下降, 陆源物质输入量增加, 可以导致表层生产力的提高. 1144站孢粉自MIS 16开始显著增加指示冬季风的强化开始于约670 ka前<sup>[44]</sup>. 1146站黏土矿物的研究却指示冬季风加强始于400 ka前<sup>[45]</sup>. 黄土粒度和古土壤的研究结果也都显示冬、夏季风的加强始于600 ka前<sup>[46-49]</sup>. 从550~450 ka扩展至长江中下游区和日本湖泊的风尘沉积同样显示了冬季风的强化<sup>[50]</sup>. 尽管北部4站位的蛋白石含量及其堆积速率没有在相同的时间内开始增加, 但却指示中更新世以来冬季风的加强. 北部4个站位蛋白石含量及其堆积速率开始增加的时间不一致, 也可能与局部的表层生产力状况<sup>[51]</sup>、陆源物质的稀释作用和蛋白石的保存状况有关<sup>[37]</sup>. 北部4个站位470~900 ka以来的蛋白石含量及其堆积速率的变化显示(图3, 4), 它们与冰期-间冰期旋回有较明显的对应关系, 除了MIS 8和14(1144和1148站)外, 它们都在冰期增加, 间冰期降低, 说明冬季风盛行的冰期, 海平面下降, 表层水营养物质丰富, 表层生产力增加. 这个结果与1146站位中更新世以来冰期放射虫、硅藻和海绵骨针堆积速率的变化一致, 三者均在冰期增加, 指示冬季风增强, 表层生产力提高<sup>[52]</sup>. 南海北部MIS 7以来冰期表层生产力增加的主要原因是冰期冬季风加强和海平面下降所造成的陆源营养物输入

量的增加<sup>[53]</sup>. 营养物质的增多促使表层生产力升高, 从而导致冰期蛋白石含量及其堆积速率升高.

而南海北部陆源沉积物输入在冰期主要与冬季风的风力搬运有关, 在间冰期主要与夏季风降雨导致河流输入有关. 在间冰期, 夏季风增强, 大量的季风降雨导致河流输入的营养物增多, 也会导致表层生产力上升<sup>[53,54]</sup>. 但由于北部站位所处位置, 及间冰期时的高海平面加大北部站位与陆地的距离, 使河流搬运的陆源物质难于到达这些站位. 因此河流的搬运作用对北部站位影响较小. 因而在夏季风盛行的间冰期情况正好与冬季风盛行的冰期情况相反, 表层水营养物质相对匮乏, 表层生产力相对降低了. 与间冰期相反, 冰期时海平面下降, 使北部站位距离陆地较近, 欧亚大陆为强劲的冬季风提供了很好的物源, 形成丰富的风尘沉积, 从而导致表层生产力的增加<sup>[55]</sup>. 风尘沉积对南海是十分重要的, 因为风尘沉积不仅能将陆地的岩屑带入南海, 而且它也可以提供Si和Fe等生物过程必须的营养元素, 在寡营养的南海深海区, 这种过程对生物生长的刺激作用是十分重要的<sup>[23]</sup>. 在海洋生态的研究中发现, 铁的含量是制约海洋生产力的一个重要限制因素<sup>[56]</sup>, 而冰期时的风尘沉积正好是海洋铁补充的主要途径. 冰期时冬季风促使北太平洋洋流经台湾海峡、巴士海峡进入南海, 形成沿岸流, 并带来较多的营养物质, 以及冬季风引起上升流的活动, 都会造成表层生产力提高<sup>[57]</sup>. 南海北部ODP1144站位MIS6以来的氮同位素和氯的古生产力记录, 以及1144站位MIS6以来的矿物学与地球化学的研究也显示, 南海北部冰期冬季风活动加强, 海平面下降, 陆源有机物和风尘输入增加, 初级生产力增加; 间冰期夏季风活动加强, 高海平面, 陆源有机物输入和风尘输入降低, 初级生产力下降<sup>[58,59]</sup>.

与南海北部相比, 南部ODP 1143和17957-2站位的蛋白石含量及其堆积速率的变化分别在420和450 ka都迅速增加. ODP1143站位的放射虫丰度也从大约470 ka以来快速增加<sup>[60]</sup>. 由于第四纪气候变化“中更新世气候转型”期可以自1000~500 ka<sup>[39,40]</sup>, 南部站位蛋白石含量及其堆积速率自420~450 ka开始增加也可能与“中更新世气候转型”有关, 因为黄土粒度和古土壤的研究显示, 600 ka以来冬、夏季风都加强了<sup>[48-50]</sup>, 但需要更多的资料来验证. 同时, 这2个

站位MIS12 以来的蛋白石含量及其堆积速率的变化显示(图 5), 它们与冰期-间冰期旋回有较明显的对应关系, 它们都在间冰期增加, 冰期降低. 而据现代海洋学的研究, 在这 2 个站位附近存在上升流<sup>[22]</sup>. 这说明夏季风盛行的间冰期上升流加强, 导致表层水营养物质提高, 从而表层生产力增加. 因此, 420~450 ka 以来间冰期高的蛋白石含量及其堆积速率的变化可能反映了由于夏季风的加强造成了上升流的强化, 从而导致了表层生产力的提高. 这个结果与 17957-2 站位间冰期放射虫、硅藻和海绵骨针丰度的变化一致, 三者均在间冰期增加, 而冰期降低; 并且放射虫温跃层指数(TSR)与黄土磁化率的对比指示间冰期夏季风强化, 上升流增强, 营养物质的增加, 温跃层变浅, 表层生产力提高<sup>[61]</sup>. ODP1143 站位的矿物学和地球化学, 以及浮游有孔虫群和气候变化的研究结果也显示, 南海南部间冰期夏季风活动加强, 上升流发育, 并且夏季风和降雨带来的陆源有机物的输入增加, 导致表层生产力提高; 冰期夏季风减弱, 陆源有机物的输入降低, 表层生产力也降低<sup>[59,62]</sup>.

尽管南海现代颗粒通量的记录仅仅反映季节性和年际变化, 与第四纪冰期旋回中气候和沉积物堆积速率的变化不在一个时间尺度上, 但前者可以为后者提供参照和依据. 南海北部(SCS-N)站位 1987 年 9 月~1988 年 3 月的上层颗粒通量的结果显示, 尽管只有 7 个月的记录, 但所有颗粒通量的高值都出现在 1987 年 11 月~1988 年 2 月的冬季风盛行期间, 表明南海北部上层颗粒通量明显受冬季风的控制<sup>[22,23]</sup>. 南海季风驱动的叶绿素分布和初级生产力的研究表明, 不论是观察, 还是模拟的结果都显示, 冬季北部出现高的叶绿素和初级生产力, 而夏季越南岸外的高叶绿素区向东扩张可达南部区<sup>[51,63]</sup>. 南海基于硝酸盐的新生产力和初级生产力的空间和季节性变化研究也显示, 南海东北部高的初级生产力期也是出现于冬季<sup>[64]</sup>. 南海中部 1993 年 5 月~1996 年 5 月风速、表层温度和颗粒通量的研究也表明, 所有的颗粒通量都在冬、夏季风盛行期明显增加, 并且冬季风盛行期的颗粒通量远比夏季风盛行期要高, 显示中、北部冬季风强大的控制作用<sup>[24]</sup>. 南海南部ODP 1143 站位 2004 年 5 月~2005 年 4 月颗粒通量的研究显示, 在夏季风盛行期的 2004 年 8 月和 9 月所有的颗粒通量及初级生产力都显著增加, 而在冬季风盛行期的

2004 年 11 月~2005 年 2 月都明显降低(王汝建等, 未发表的资料). 尽管只获得了一年的数据, 但足以表明南部主要受夏季风的影响和控制.

因此, 南海南、北现代颗粒通量的研究结果显然支持了南、北部晚第四纪蛋白石含量及其堆积速率在冰期与间冰期旋回中“跷跷板”式的变化. 即北部冰期的蛋白石含量及其堆积速率的增加与间冰期的降低, 反映了冰期强的冬季风和高的表层生产力与间冰期弱的冬季风和低的表层生产力; 与北部相反, 南部间冰期的蛋白石含量及其堆积速率的增加与冰期的降低, 反映了间冰期强的夏季风和高的表层生产力与冰期弱的冬季风和低的表层生产力. 同样地, 南、北现代颗粒通量的研究结果也支持了Tamburini等和徐建提出南海南、北部冰期与间冰期上部水体结构变化的“跷跷板”模式(图 6)<sup>[59,62]</sup>. 他们根据ODP1143 和 1144 站位的矿物学、地球化学及浮游有孔虫群的研究认为, 冰期强化的冬季风驱使表层海水向南流动, 南海北部温跃层变浅, 次表层富营养水进入真光层, 表层生产力提高(图 6(a)). 同时, 强盛的冬季风还会导致陆源有机物和风尘输入的增加, 促进了表层初级生产. 在南部, 特别是“中更新世气候转型”以后, 由于冰盖扩张, 海平面下降, 现代南端较浅的水道在当时变窄甚至关闭, 表层海水被带到该区域, 由于北向海流减弱, 而使得大量海水滞留并堆积, 增加混合层厚度, 温跃层加深, 次表层水受到压制, 表层海水得不到营养补充, 表层生产力降低(图 6(a)). 间冰期夏季风盛行, 表层海水在风力驱动下向北流动, 在南部, 上升流发育, 温跃层变浅, 次表层水上涌, 表层生产力增加(图 6(b)). 同时, 夏季风和降雨带来的陆源有机物的输入增加, 导致表层生产力提高. 在北部, 高海平面, 陆源有机物输入和风尘输入降低, 表层生产力下降<sup>[59,62]</sup>.

很显然, 南海ODP184 航次等 6 个站位晚第四纪冰期与间冰期旋回中蛋白石含量及其堆积速率的变化再次证实了Tamburini等<sup>[59]</sup>和徐建<sup>[62]</sup>提出的南海南、北部冰期与间冰期上部水体结构变化的“跷跷板”模式<sup>[59,62]</sup>, 即冰期冬季风加强, 夏季风减弱, 北部表层生产力增加, 南部表层生产力降低; 间冰期夏季风加强, 冬季风减弱, 南部表层生产力增加, 北部表层生产力降低.

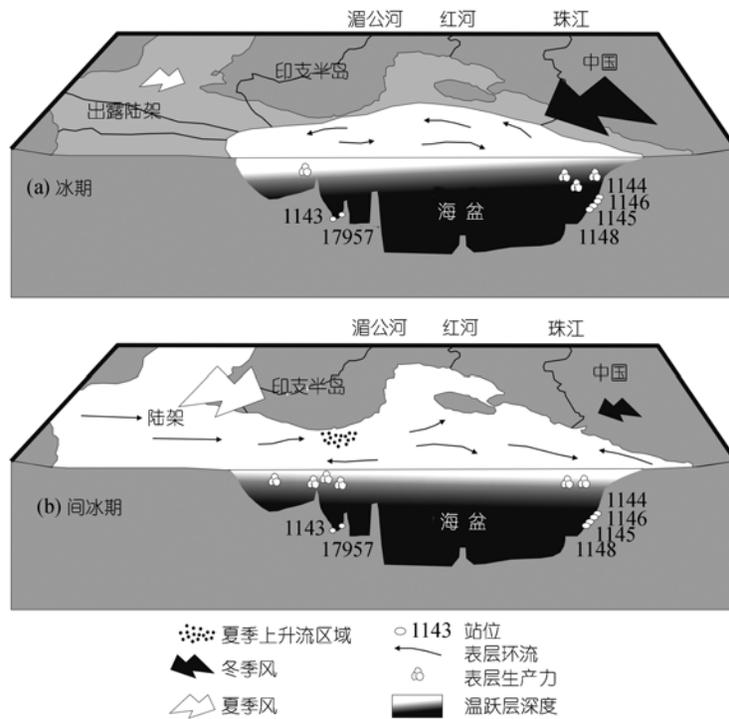


图6 南海南、北部晚第四纪冰期与间冰期上部水体结构变化的“跷跷板”模式<sup>[59,61]</sup>

## 5.2 表层生产力与全球冰量和轨道驱动的关系

为了揭示表层生产力和东亚季风的驱动机制,将样品平均时间分辨率最高的1143和1144站位的蛋白石含量(表2)与全球冰量( $\delta^{18}\text{O}$ )和轨道参数(ETP)分别进行交叉频谱分析。从北部1144站位蛋白石含量与全球冰量的交叉频谱分析结果(图7(a))可以看出,两者都出现明显的100和41 ka周期,并且两者的相关系数都很高,说明蛋白石含量在偏心率和斜率周期上显然与全球冰量相关,冬季风主要受全球冰量变化的影响。而1144站的孢粉记录(Herbs和Pinus的百分含量)与全球冰量的交叉频谱分析结果显示,两者在100和41 ka周期上强烈相关,表明全球冰量的变化对冬季风影响较大<sup>[44,65]</sup>。这个结论与黄土、古土壤<sup>[66,67]</sup>和北太平洋粉尘记录得出的结论一致<sup>[55]</sup>。另外,北部1146站的黏土矿物记录与全球冰量的交叉频谱分析结果也显示,两者在100和41 ka周期上强烈相关<sup>[45]</sup>。北部1144站位蛋白石含量与轨道参数(ETP)的交叉频谱分析结果(图7(c))显示,两者都出现明显的100, 41和19 ka周期,但斜率和岁差的相关系数要明显高于偏心率,说明蛋白石含量在斜率和岁

差周期上与轨道参数的相关性要明显高于偏心率周期。而1144站的孢粉记录与轨道参数(ETP)的交叉频谱分析结果显示,它们与轨道参数的变化只在23 ka的岁差周期上相关,说明岁差对控制热带地区气候变化起主要作用<sup>[44,65]</sup>。由于冬季风与亚洲内陆干冷的大气环流活动密切相关,其强度受到北半球极地高压系统的位置和强度控制<sup>[66,68]</sup>,再考虑到现代南海中、北部冬季高的蛋白石、有机碳通量和初级生产力清楚地对应于高的风速和低的温度<sup>[24]</sup>,以及北部中更新世以来冰期高的蛋白石含量及其堆积速率,因此全球冰量驱动可能是决定东亚冬季风强度和时间的一个主要因素,这个结果与以前黄土和南海沉积物的研究是一致的<sup>[53,66,69]</sup>。当然,与岁差和斜率相关的太阳辐射量的周期性变化在调节东亚冬季风的强度和时间的变化上也可能起到某种作用。

相比之下,南部1143站位蛋白石含量与全球冰量的交叉频谱分析结果(图7(b))显示,两者都出现100, 28和23 ka的周期。其相关系数最高的是100 ka的周期,然后依次是28和23 ka的周期,说明蛋白石含量在偏心率、28 ka和岁差周期上与全球冰量明显相关。蛋白石含量与全球冰量的相位差分析表明,蛋

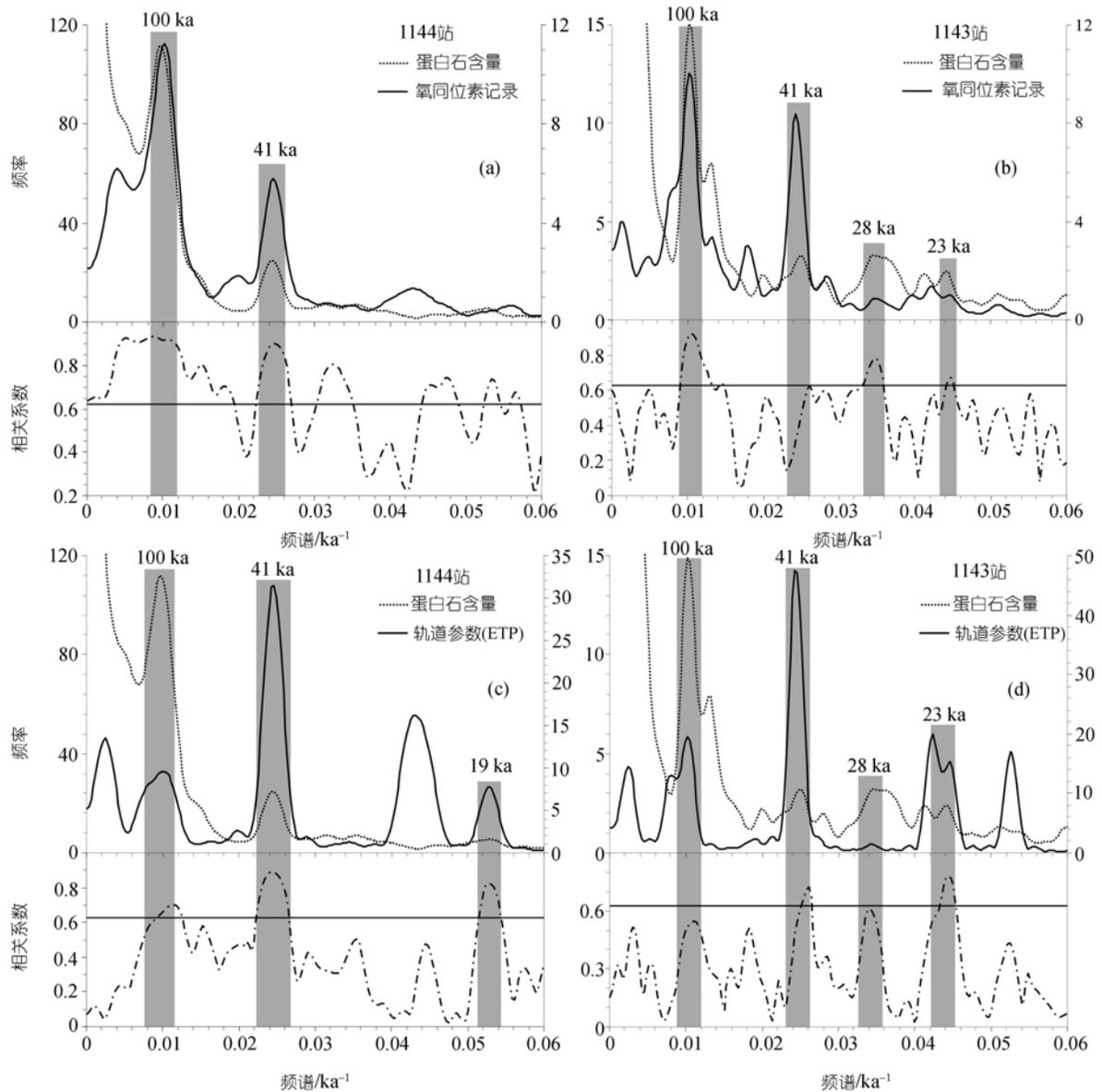


图 7 南海 ODP 1144 和 1143 站蛋白石含量分别与全球冰量( $\delta^{18}\text{O}$ )和轨道参数(ETP)的交叉频谱分析结果 (a) ODP1144 站的氧同位素记录与蛋白石含量; (b) ODP1143 站的氧同位素记录与蛋白石含量; (c) ODP1144 站的轨道参数(ETP)与蛋白石含量; (d) ODP1143 站的轨道参数(ETP)与蛋白石含量. 实线代表氧同位素记录或 ETP 的谱, 虚线代表蛋白石含量的谱, 点划线代表相关系数的谱. 水平实线代表相关系数 80% 的检验标准, 灰色的长方条代表 100, 41, 28, 23 和 19 ka 的地球轨道周期范围

蛋白石含量的变化领先于全球冰量的变化约  $32^\circ$ , 但两者之间远超过 80% 检验标准的相关系数说明东亚夏季风与全球冰量变化之间存在紧密联系<sup>[65]</sup>. 而在 100 ka 周期上蛋白石含量与全球冰量的高度相关表明, 它们与黄土中东亚夏季风标志(磁化率)以 100 ka 为主要周期的波动是一致的<sup>[66-70]</sup>. 另外一个值得注意的周期是 28 ka 周期, 它属于主要的轨道周期的拍频周期(heterodyne frequency)范围, 通常认为是一种非线

性的驱动过程, 主要出现于热带印度洋和太平洋<sup>[71,72]</sup>. 南海西南和东北上升流区指示冬、夏季风强度变化的标志中就存在拍频周期, 并被认为是东亚夏季风变化的一个重要成分<sup>[54]</sup>. 苏禄海和赤道西太平洋的晚第四纪初级生产力和天然火灾的记录中也存在大约 28~30 ka 的拍频周期, 归因于长期类 ENSO 驱动和冰期与间冰期旋回对东亚夏季风的影响<sup>[73,74]</sup>, 这种对 23 ka 周期(ENSO)和 100 ka 周期(冰期与间冰

期旋回)的非线性响应导致了能量从 23 ka 周期向 30 和 19 ka 周期的转移<sup>[75]</sup>。南部 1143 站位蛋白石含量与轨道参数(ETP)的交叉频谱分析结果(图 7(d))显示, 两者都出现明显的 41 和 23 ka 轨道周期, 并且 23 ka 的相关系数明显高于 41 ka 的相关系数, 反映蛋白石含量在岁差周期上与轨道参数的相关性要明显高于斜率周期, 显示岁差周期在低纬度海区的控制作用<sup>[65]</sup>。这意味着东亚夏季风对地球轨道驱动力的响应主要发生在岁差周期上, 说明岁差可能是控制东亚夏季风的主要轨道驱动力。很显然, 东亚夏季风可能存在两种以上不同的驱动机制, 例如, 与太阳辐射相关的 41 和 23 ka 周期和与全球冰量相关的 100 ka 周期<sup>[54]</sup>。

综上所述, 根据南、北蛋白石含量与全球冰量和轨道参数的交叉频谱分析和以前的研究表明, 东亚冬季风和夏季风可能存在不同的驱动机制。在轨道时间尺度上, 东亚冬季风的强度和随时间变化可能主要受到与全球冰量相关的气候变化的控制, 而太阳辐射量的周期性变化可能是次要的控制因素; 东亚夏季风的强度和随时间变化主要受控于与岁差和斜率相关的北半球夏季太阳辐射量的变化, 而全球冰量相关的气候变化可能是次要的控制因素。

## 6 结论

南海中部 1993~1996 年颗粒通量的研究显示, 颗粒总通量、有机碳通量、蛋白石通量和表层初级生产力等都在冬、夏季风期增加, 说明南海颗粒通量的变化受冬、夏季风的控制。蛋白石通量与有机碳通量和初级生产力之间存在较高的相关性, 相关系数均超过 0.8, 表明蛋白石通量可以用来指示初级生产力的变化, 并为追溯南海晚第四纪冰期旋回中表层生产力的变化与东亚季风的演化关系提供了基础。

南海北部站位从 470~900 ka 以来, 蛋白石含量和堆积速率在冰期升高, 间冰期降低。这种变化与“中更新世气候转型”相关, 因为中更新世以来, 全球气候变冷, 东亚冬季风环流加强、海平面下降, 陆源营养物质输入增加, 从而导致表层生产力的提高。南部站位从 420~450 ka 以来, 蛋白石含量和堆积速率在间冰期增加, 冰期降低。反映了间冰期夏季风的增强, 导致了上升流的加强和营养物质的增加, 从而促使表层生产力得以提高。这种晚第四纪冰期旋回中蛋白石含量及其堆积速率的变化反映了南、北部表层生产力呈现“跷跷板”式的变化, 即冰期冬季风加强,

北部表层生产力增加, 南部表层生产力降低; 间冰期夏季风加强, 南部表层生产力增加, 北部表层生产力降低。

南海第四纪以来, 南、北部蛋白石含量与全球冰量( $\delta^{18}\text{O}$ )和轨道参数(ETP)的时间序列交叉频谱分析和以前的研究结果显示, 东亚冬季风和夏季风的变化可能有不同的驱动机制。在轨道时间尺度上, 全球冰量的变化可能是东亚冬季风强度和随时间变化的主要控制因素, 而太阳辐射量的周期性变化可能是次要的控制因素; 岁差和斜率相关的北半球夏季太阳辐射量的变化可能是东亚夏季风强度和随时间变化的主要控制因素, 而全球冰量相关的气候变化可能是次要的控制因素。

**致谢** 向为本项研究提供样品的 ODP 表示衷心的感谢, 对蛋白石分析给予指导的中国科学院广州地球化学研究所贾国东博士表示诚挚的谢意。

## 参 考 文 献

- 汪品先, 赵泉鸿. 十五万年来的南海. 上海: 同济大学出版社, 1995. 1—4
- 王律江. 南海北部晚第四纪碳同位素记录与古生产力——以 SO49-8KL 柱状样为例. 见: 业治铮, 汪品先, 主编. 南海晚第四纪古海洋学研究. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1992. 217—226
- Thunell R, Miao Q, Calvert S, et al. Glacial-Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: productivity variations and surface water  $\text{pCO}_2$ . *Paleoceanography*, 1992, 7: 143—162
- Winn K, 郑连福, Stoffers P, 等. 南海北部晚第四纪稳定同位素记录与古生产力. 见: 郑连福, 陈文斌, 主编. 南海海洋沉积作用过程与地球化学研究. 北京: 海洋出版社, 1993. 100—108
- 翦知潜, 王律江, Kienast K. 南海晚第四纪表层古生产力与东亚季风变迁. *第四纪研究*, 1999, 1: 32—40
- 钱建兴. 晚第四纪以来南海古海洋学研究. 北京: 科学出版社, 1999. 111—120
- Fang D, Jian Z, Wang P. Paleoproductivity records for the past 30 ka in the southern Nansha area, the South China Sea. *Chin Sci Bull*, 2000, 45(13): 1227—1230
- 卞宇华, 王律江, 汪品先. 底栖有孔虫指示含氧量与古生产力——南海北部陆坡晚第四纪为例. 见: 业治铮, 汪品先, 主编. 南海晚第四纪古海洋学研究. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1992. 227—233
- 黄宝琦, 翦知潜, 林慧玲. 南海东北部晚第四纪古生产力变化. *海洋地质与第四纪地质*, 2000, 20(2): 65—68
- Lin H, Lai C, Ting H, et al. Late Pleistocene nutrients and sea surface productivity in the South China Sea: a record of teleconnections with Northern hemisphere events. *Mar Geol*, 1999, 156: 197—210 [DOI]
- 贾国东, 翦知潜, 彭平安, 等. 南海南部 17962 柱状样生物硅沉

- 积记录及其古海洋意义. 地球化学, 2000, 29(3): 293—296
- 12 李建如, 王汝建, 李保华. 南海南部 12 Ma 以来的蛋白石堆积速率与古生产力变化. 科学通报, 2002, 47(3): 235—237
- 13 王汝建, 李建. 南海 ODP1143 站第四纪高分辨率的蛋白石记录及其古生产力意义. 科学通报, 2003, 48(1): 74—77
- 14 李建, 王汝建. 南海北部一百万年以来的表层古生产力变化: 来自 ODP1144 站的蛋白石记录. 地质学报, 2004, 78(2): 228—233
- 15 Baldauf J G, Barron J A. Evolution of biosiliceous sedimentation patterns — Eocene through Quaternary: paleoceanographic response to Polar cooling. In: Bleid U, Thiede J, eds. Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic. Heidelberg: Kluwer Academic Publishers, 1990. 575—607
- 16 Jansen J, van der Gaast S. Accumulation and dissolution of opal in Quaternary sediments of the Zaire deep-sea fan (northeastern Angola Basin). Mar Geol, 1988, 83: 1—7 [DOI]
- 17 Barron J A, Baldauf J G. Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments. In: Berger W H, Smetacek V S, Wefer G, eds. Productivity of the Ocean: Present and Past. London: John Wiley & Sons Limited. S. Bernhard, Dahlem Konferenzen, 1989. 341—354
- 18 Charles C, Froelich P, Zibello M, et al. Biogenic opal in Southern Ocean sediments over the last 450,000 years: implications for surface water chemistry and circulation. Paleoceanography, 1991, 6(6): 697—728
- 19 Archer D, Lyle M, Rodgers K, et al. What controls opal preservation in tropical deep-sea sediments? Paleoceanography, 1993, 8(1): 7—21
- 20 王汝建, 林隽, 郑连福, 等. 1993—1995 年南海中部的硅质生物通量及其季节性变化: 季风气候和 El Niño 的响应. 科学通报, 2000, 45(9): 974—978
- 21 陈建芳, 郑连福, Wiesner M G, 等. 基于沉积物捕获器的南海表层初级生产力及输出生产力估算. 科学通报, 1998, 43(6): 639—642
- 22 Wiesner M G, Zheng L, Wong H K. Fluxes of particulate matter in the South China Sea. In: Ittekkot V, Schäfer P, Honjo S, et al. Particle Flux in the Ocean. New York: John Wiley and Sons, 1996. 91—154
- 23 陈建芳. 南海沉降颗粒物的生物地球化学过程及其在古环境研究中的意义. 博士学位论文. 上海: 同济大学, 2005. 1—136
- 24 陈荣华, 郑玉龙, Wiesner M G, 等. 1993—1996 年南海中部海洋沉降颗粒通量的季节和年际变化. 海洋学报, 2006, 28 (3): 72—80
- 25 Metzger E, Hurlburt H. Coupled dynamics of the South China Sea, the Sulu Sea, and the Pacific Ocean. J Geophys Res, 1996, 101: 12331—12352 [DOI]
- 26 Gong G C, Liu K K, Liu C T. Chemical hydrography of the South China Sea and a comparison with the West Philippine seas. TAO (Taiwan), 1992, 3: 587—602
- 27 Duce R A, Liss P S, Merrill J T, et al. The atmospheric input of trace species to the world ocean. Glob Biogeochem Cycle, 1991, 191(5): 193—259
- 28 Wang P, Prell W L, Blum P, et al. Proc ODP, Init Repts, 184: College Station TX (Ocean Drilling Program), 2000, 1—77
- 29 Sarnthein M, Pflaumann U, Wang P, et al, eds. Preliminary Report on Sonne-95 Cruise “Monitor Monsoon” to the South China Sea. Berichte-Reports, Kiel, Geol-Palaont Inst Univ Kiel, 1994, 168: 225
- 30 Jian Z, Wang P, Chen M P, et al. Planktonic and benthic foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. Paleoceanography, 2000, 15(2): 229—243 [DOI]
- 31 Mortlock R A, Froelich P N. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in the pelagic marine sediment. Deep-Sea Res, 1989, 36(9): 1415—1426 [DOI]
- 32 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quat Sci Rev, 1991, 10: 297—317 [DOI]
- 33 Tian J, Wang P X, Cheng X R, et al. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. Earth Planet Sci Lett, 2002, 203: 1015—1029 [DOI]
- 34 Bühring C, Sarnthein M, Erlenkeuser H. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 MY: Site 1144, South China Sea. In: Prell W L, Wang P X, Blum P, et al. Proc ODP, Sci Results, 2004, 184, 1—29 [Online]. Available from World Wide Web: [http://www-odp.tamu.edu/publications/184\\_SR/VOLUME/CHAPTERS/205.PDF](http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPTERS/205.PDF)
- 35 Clemens S, Prell W L. Data report: oxygen and carbon isotopes from Site 1146, Northern South China Sea. In: Prell W L, Wang P X, Blum P, et al. Proc ODP, Sci Results, 2003, 184, 1—8 [Online]. Available from World Wide Web: [http://wwwodp.tamu.edu/publications/184\\_SR/VOLUME/CHAPTERS/214.PDF](http://wwwodp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPTERS/214.PDF)
- 36 Cheng X, Zhao Q, Wang J, et al. Data report: stable isotopes from Sites 1147 and 1148. In: Prell W L, Wang P X, Blum P, et al. Proc ODP Sci Results, 2004, 184, 1—12 [Online]. Available from World Wide Web: [http://www-odp.tamu.edu/publications/184\\_SR/VOLUME/CHAPTERS/223.PDF](http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPTERS/223.PDF)
- 37 Ragueneau O, Treguer P, Leynaert A, et al. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. Glob Planet Change, 2000, 26: 317—365 [DOI]
- 38 Cortese G, Gersonde R, Hillenbrand C D, et al. Opal sedimentation shifts in the World Ocean over the last 15 Myr. Earth Planet Sci Lett, 2004, 224: 509—527 [DOI]
- 39 Schmieder F, von Döbenek T, Bleil U. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: Initiation, interim state and terminal event. Earth Planet Sci Lett, 2000, 179: 539—549 [DOI]
- 40 Wang P, Tian J, Cheng X, et al. Major Pleistocene stages in a carbon perspective: The South China Sea record and its global comparison. Paleoceanography, 2004, 19, PA4005, doi: 10.1029/2003PA000991
- 41 Mudelsee M, Schulz M. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. Earth Planet Sci Lett, 1997, 151: 117—123 [DOI]
- 42 Medina-Elizalde M, Lea D. The Mid-Pleistocene Transition in the Tropical Pacific. Science, 2005, 310: 1009—1012 [DOI]
- 43 Berger W H, Yasuda M K, Bickert T, et al. Quaternary time scale

- for the Ontong Java Plateau: Milankovitch template for Ocean Drilling Program Site 806. *Geology*, 1994, 22: 463—467 [\[DOI\]](#)
- 44 Sun X, Luo Y, Huang F, et al. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon. *Mar Geol*, 2003, 201: 97—118 [\[DOI\]](#)
- 45 Liu Z, Trentesaux A, Clemens S, 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 [\[DOI\]](#)
- 46 Ding Z, Sun J, Liu D. Stepwise advance of the Mu Us Desert since Pliocene: Evidence of a red clay-loess record. *Chin Sci Bull*, 1999, 44(13): 1211—1214
- 47 Hovan S A, Rea D K, Piasias N G, et al. A direct link between the China loess and marine  $\delta^{18}\text{O}$  records: aeolian flux to the north Pacific. *Nature*, 1989, 340: 296—298 [\[DOI\]](#)
- 48 刘东生, 郑绵平, 郭正堂. 季风系统的起源和发展及其与两极冰盖和区域构造运动的时代耦合性. *第四纪研究*, 1998, 3: 194—202
- 49 郝青振, 郭正堂. 1.2 Ma 以来黄土-古土壤序列风化成壤强度的定量研究及东亚夏季风演化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(6): 520—528
- 50 Xiao J, An Z. Three large shifts in East Asian monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 1999, 154: 179—189 [\[DOI\]](#)
- 51 Liu K K, Chao S Y, Shaw P T, et al. Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: observations and a numerical study. *Deep-Sea Res Part I*, 2002, 49: 1387—1412 [\[DOI\]](#)
- 52 Wang R, Clemens S, Huang B, et al. Late Quaternary paleoceanographic changes in the northern South China Sea (ODP Site 1146): radiolarian evidence. *J Quat Sci*, 2003, 18 (8): 745—756 [\[DOI\]](#)
- 53 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. *Mar Geol*, 1999, 156: 245—284 [\[DOI\]](#)
- 54 Jian Z, Huang B. Late Quaternary Upwelling Intensity and East Asian Monsoon Forcing in the South China Sea. *Quat Res*, 2001, 55, 3: 363—370 [\[DOI\]](#)
- 55 Rea D K, Snoeck H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanography*, 1998, 13: 215—224 [\[DOI\]](#)
- 56 Boyd P W, Watson A J, Law C S, et al. A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization. *Nature*, 2000, 407(12): 695—702 [\[DOI\]](#)
- 57 李家英. 北部陆坡 ODP1144 站第四纪硅藻及其古环境演变. *地质论评*, 2002, 48 (5): 541—551
- 58 Higginson M, Maxwell J R, Altabet M A. Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the Northern South China Sea: remote vs. local forcing of millennial- and orbital-scale variability. *Mar Geol*, 2003, 201: 223—250 [\[DOI\]](#)
- 59 Tamburini F, Adatte T, Follmi K, et al. Investigating the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial-interglacial period (0–140 000 years): mineralogy and geochemistry of ODP Sites 1143 and 1144, South China Sea. *Mar Geol*, 2003, 201: 147—168 [\[DOI\]](#)
- 60 杨丽红, 陈木宏, 王汝建, 等. 南海南部 1.2 MaBP 以来古生态环境变化事件的放射虫记录. *科学通报*, 2002, 47(14): 1098—1102
- 61 Wang R, Abelmann A. Radiolarian responses to paleoceanographic events of the southern South China Sea during the Pleistocene. *Mar Micropaleontol*, 2002, 46: 25—44 [\[DOI\]](#)
- 62 徐建. 南海南部第四纪浮游有孔虫群与古气候变化. 博士论文. 上海: 同济大学, 2004. 1—148
- 63 赵辉, 齐义泉, 王东晓, 等. 南海叶绿素浓度季节变化及空间分布特征研究. *海洋学报*, 2005, 27(4): 45—52
- 64 Chen Y L. Spatial and seasonal variations of nitrate-based new production and primary production in the South China Sea. *Deep-Sea Res Part I*, 2005, 52: 319—340 [\[DOI\]](#)
- 65 田军, 汪品先, 成鑫荣等. 从相位差探讨更新世东亚季风的驱动机制. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35(2): 158—166
- 66 Ding Z, Liu T, Rutter N W, et al. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800000 years. *Quat Res*, 1995, 44: 149—159 [\[DOI\]](#)
- 67 An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian Monsoons and Phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene Time. *Nature*, 2001, 411: 62—66 [\[DOI\]](#)
- 68 Xiao J, Porter S C, An Z, et al. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the loess Plateau of Central China during the last 130000 yr. *Quat Res*, 1995, 43: 22—29 [\[DOI\]](#)
- 69 Chen M T, Huang C Y. Ice-volume forcing of winter monsoon climate in the South China Sea. *Paleoceanography*, 1998, 13: 622—633 [\[DOI\]](#)
- 70 Kukla G, An Z, Melice J L, et al. Magnetic susceptibility record of Chinese loess. *Trans R Soc Ed Earth Sci*, 1990, 81: 263—288
- 71 Prell W L, Murry D W, Clemens S C. Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon: Evidence from the western Arabian Sea drilling program. *Geophys Monograph*, 1992, 70: 447—469
- 72 Wang P, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 595—629 [\[DOI\]](#)
- 73 Beaufort L, de Garidel-Thoron T, Mix A C, et al. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the late Pleistocene. *Science*, 2001, 293: 2440—2444 [\[DOI\]](#)
- 74 Beaufort L, de Garidel-Thoron T, Linsley B, et al. Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380 kyr and the East Asian monsoon dynamics. *Mar Geol*, 2003, 201: 53—65 [\[DOI\]](#)
- 75 Thevenon F, Bard E, Williamson D. A biomass burning record from the West Equatorial Pacific over the last 360 ky: methodological, climatic and anthropic implications. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2004, 213: 83—99 [\[DOI\]](#)