

晚中新世西太平洋暖池的 浮游有孔虫和氧同位素证据

李前裕^{1,2}, 李保华³, 钟广法¹, 周祖翼¹, 成鑫荣¹, 王吉良¹, 汪品先¹

1. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

2. 阿德莱得大学地球与环境科学学院, 澳大利亚 SA5005

3. 南京地质古生物研究所, 南京 210008

摘要: 浮游有孔虫深水种 *Globoquadrina dehiscens* 于 10 Ma 左右从西太平洋和南海绝灭, 要比其他地区早大约 3 Ma. 伴随这一事件还见以表层暖水种增多而深水种大幅度减少为主要特征的生物群变化. 古生物和氧同位素结果指示当时表层水变暖和温跃层变深, 我们认为是与早期西太平洋暖池的发育有关. 该种在西北和西南太平洋呈阶段性消失也说明暖水堆积比赤道区更强. 尽管印尼海道在晚中新世已大为变窄, 穿越印尼海道的径流可能尚保持较高的通量水平而使赤道区暖水堆积不特别明显. 南海的浮游氧同位素值通常比开放西太平洋的低, 也说明中新世时期的上层海水环境与现代相似, 都是暖池边缘区比中心区变化大. 暖池边缘区水体环境多变和温度梯度较高可能是受季风的影响, 结果造成深水种的降低和 *G. dehiscens* 提早从南海地区绝灭.

关键词: 西太平洋暖池; 南海; 印尼海道; 中新世; 浮游有孔虫; 氧同位素.

中图分类号: P736.22

文章编号: 1000-2383(2006)06-0754-11

收稿日期: 2006-04-15

Planktonic Foraminifer and Oxygen Isotopic Evidence of a Late Miocene Western Pacific Warm Pool

LI Qian-yu^{1,2}, LI Bao-hua³, ZHONG Guang-fa¹, ZHOU Zu-yi¹, CHENG Xin-rong¹,
WANG Ji-liang¹, WANG Pin-xian¹

1. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

2. School of Earth and Environmental Sciences, The University of Adelaide, Adelaide SA 5005, Australia

3. Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China

Abstract: The disappearance at ~10 Ma of the deep dwelling planktonic foraminifer *Globoquadrina dehiscens* from the western Pacific including the South China Sea was about 3 Ma earlier than its final extinction elsewhere. Accompanying this event at ~10 Ma was a series of faunal turnover characterized by increase in mixed layer, warm-water species and decrease to a minimum in deepwater species. Paleobiological and isotopic evidences indicate sea surface warming and a deepened local thermocline that we interpret as related to the development of an early western Pacific warm pool. The stepwise decline of *G. dehiscens* and other deep dwelling species from the NW and SW Pacific suggests more intensive warm water pileup than equatorial localities where surface bypass flow through the narrowing Indonesia seaway appears to remain efficient during the Late Miocene. Planktonic ¹⁸O values from the South China Sea consistently lighter than the tropical western Pacific during the Miocene also suggest, similar to today, more variable hydrologic conditions along the periphery than in the core of the warm pool. Stronger hydrologic variability affected mainly by monsoons and increased thermal gradient along the western margin of the Late Miocene warm pool may have contributed to the decline of deep dwelling planktonic species including the early extinction of *G. dehiscens* from the South China Sea region.

基金项目: 国家自然科学基金项目 (Nos. 40576031, 40476030, 40321603); 国家重大基础研究计划项目 (No. G2000078500).

作者简介: 李前裕 (1956—), 男, 教授, 澳大利亚籍, 主要从事海洋地层古环境的科研与教学工作. E-mail: qli01@mail.tongji.edu.cn

Key words: western Pacific warm pool (WPWP); South China Sea; Indonesian seaway; Miocene; planktonic foraminifer; oxygen isotope.

0 引言

西太平洋暖池以其巨厚的表层暖水覆盖大面积的赤道西太平洋和东印度洋,年平均水温 $>28^{\circ}\text{C}$,温跃层深达 $\sim 170\sim 300\text{ m}$ (Yan *et al.*, 1992). 暖池的存在是由于赤道流和信风增强所致,构成向中高纬区输送水汽和潜热的一个最重要源区. 更新世记录表明,西太平洋暖池中心的表层水温在长尺度上相对稳定,也就是热带净辐射总量变化不大(De Garidel-Thoron *et al.*, 2005). 尽管热带区热量的运送对晚新生代全球气候变化的影响已有一定的认识(Lea *et al.*, 2000; Koutavas *et al.*, 2002; Visser *et al.*, 2003),暖池的早期演化历史并不怎么清楚. 根据浮游有孔虫生物地理的分布特点, Kennett *et al.* (1985)认为西太平洋暖池形成于印尼海道关闭之后距今约 8 Ma 期间;但 Srinivasan and Sinha(1998)却认为印尼海道完全关闭不过是在 5.2 Ma 前后.

介于 11.5~5.3 Ma 的晚中新世,在印度—西太平洋地区不仅有印尼海道的逐渐关闭(Hall, 2002),青藏高原也开始新一期的隆升(Tapponnier *et al.*, 2001). 构造活动引起的地形地貌变化促使当地的气候和海洋环境向现代模式转变,即信风和赤道流—赤道逆流都大大增强(Kennett *et al.*, 1985; Ruddiman, 1997). 不断变窄的印尼海道使暖水在赤道西太平洋聚集,所以不管什么类型的早期暖池,一旦发育,都会像现阶段一样直接影响和调节着全球气候变迁(Kuhnt *et al.*, 2004).

本研究分析大洋钻孔中一晚中新世的浮游有孔虫含量和氧同位素变化,根据浮游有孔虫重要属种的分布特征,特别是深水种 *Globoquadrina dehiscens* 在西太平洋的阶段性灭绝的事实,结合氧同位素的分析结果,探讨这些环境指标的指示意义. 我们的研究重点是建立生物事件与暖水聚集与西太平洋暖池发育的联系,以及早期暖池影响的大致范围.

1 材料与方法

我们主要从文献中查出浮游有孔虫深水种 *Globoquadrina dehiscens* 的分布记录,并且系统分析南海 ODP1143, 1146 和 1148 站岩心,取得该种较

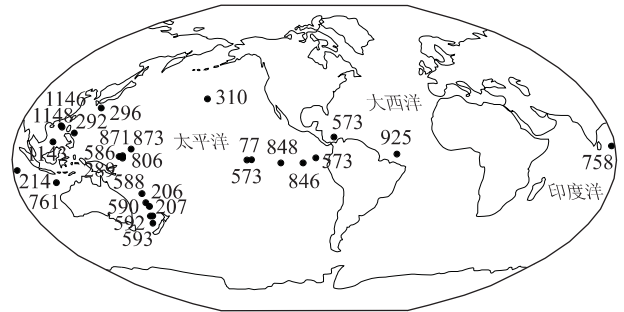


图 1 站位图

Fig. 1 Map showing site localities mentioned in this study

准确的丰度变化特点和年龄. 如图 1 所示,总共利用 25 站位的资料,并且大多站位集中在西太平洋地区,因为该种只在此地区出现阶段性灭绝.

大约 500 样品取自 ODP 1143, 1146 和 1148 站的中中新世晚期至上新世的岩心段. 1143 站($9^{\circ}21.72'N, 113^{\circ}17.11'E$)在南海南部陆坡水深 2 772 m, 1146 站($19^{\circ}27.40'N, 116^{\circ}16.37'E$)和 1148 站($18^{\circ}50.17'N, 116^{\circ}33.94'E$)则位于南海北部水深分别是 2 091 m 的陆坡和近海盆中央的 3 294 m.

样品采用标准的微体古生物方法进行处理,经 0.063 mm 孔径不锈钢筛冲洗,烘干,称重,在 1143 和 1146 站样品 $>0.154\text{ mm}$ 粒级中选取浮游有孔虫(~ 300 个体)进行分类统计,1146 站样品只鉴定属种,没有计算个数. 同时从 1146 站 3.4~17.5 Ma 区间 14 样品中挑出各主要种 10 枚左右个体,在同济大学海洋地质国家重点实验室进行同位素测试,以便与前人报道的 DSDP289 站结果进行对比.

本研究采用 Berggren *et al.* (1995)浮游有孔虫分带和生物事件年代标尺,同时参考 Chaisson and Pearson(1997)根据天文调谐得出的若干重要种的年龄.

2 结果

2.1 *Globoquadrina dehiscens* 的分布

浮游有孔虫深水种 *Globoquadrina dehiscens* 主要生存于中新世热带区至暖温带区,是这些地区典型的指温种(Kennett *et al.*, 1985; Wright and Thunell, 1988). 它由 *Globoquadrina praedeheiscens* 演化而来,具有典型的扁型房室和矩形壳体. *G. dehiscens* 的始

表 1 *Globoquadrina dehiscens* 在各站位绝灭的年龄(据 Berggren *et al.*, 1995 地层年代表推算)
Table 1 Site localities and estimated age for the LO of *Globoquadrina dehiscens* on the timescale

站位	纬度	经度	水深(m)	有孔虫带	年龄(Ma)	文献
西太平洋						
DSDP 206	-32.013	165.452	3 196	N16 中部	9.5	Kennett, 1973
DSDP 207	-36.962	165.434	1 389	N16 中部	9.5	Kennett, 1973
DSDP 289	-0.499	158.512	2 206	N16 底部	9.8	Keller, 1985
DSDP 292	15.819	124.651	2 943	N16 中部	9.5	Keller, 1980
DSDP 296	29.340	133.525	2 920	N15/N16	9.8	Keller, 1980
DSDP 586	-0.497	158.498	2 207	N17/N18	6.0	Jenkins and Srinivasan, 1986
DSDP 588	-26.112	161.227	1 533	N16 中部	9.5	Jenkins and Srinivasan, 1986
DSDP 590	-31.167	163.358	1 299		9.5	Spencer-Cervato <i>et al.</i> , 1994
DSDP 592	-36.473	165.442	1 088	N16 中部	9.5	Jenkins and Srinivasan, 1986
DSDP 593	-40.508	167.674	1 068		9.8	Spencer-Cervato <i>et al.</i> , 1994
ODP 806	0.320	159.360	2 520	N18 底部	5.6	Chaisson and Leckie, 1993
ODP 1143	9.362	113.285	2 771	N15 上部	9.8	本研究
ODP 1146	19.457	116.273	2 091	N16 底部	9.8	本研究
ODP 1148	18.837	116.565	3 297	N16 底部	9.8	本研究
北太平洋						
DSDP 310	36.868	176.901	3 516	N16 上部	9.0	Keller, 1980
东太平洋						
DSDP 77	0.482	-133.228	4 291	N17 上部	6.0	Keller, 1981
DSDP 503	4.051	-95.637	3 672		5.5	Spencer-Cervato <i>et al.</i> , 1994
DSDP 573	0.498	-133.310	4 301		5.5	Spencer-Cervato <i>et al.</i> , 1994
ODP 846	-3.095	-90.818	3 295	N17 上部	6.0	Vincent and Toumarkine, 1995
ODP 848	-2.993	-110.480	3 867	N17 上部	6.0	Vincent and Toumarkine, 1995
东北印度洋						
DSDP 214	-11.337	88.718	1 655	N17 上部	6.0	Srinivasan and Sinha, 1991
ODP 758	5.384	90.361	2 924	N20	3.9	Peirce <i>et al.</i> , 1989
ODP 761	-16.738	115.535	2 168	N17/N18	5.8	Zachariasse, 1992
西大西洋						
DSDP 502	11.490	-79.380	3 051		6.0	Spencer-Cervato <i>et al.</i> , 1994
ODP 925	4.205	-43.488	3 040	N17 上部	6.0	Chaisson and Pearson, 1997

现面指示 N16 亚带的低界,常常被用来作为渐新世/中新世分界的近似标志(Kennett and Srinivasan, 1983).

如表 1 所示,该种的灭绝面,从临近中/晚中新世分界到中/上新世分界都有报道.其阶段性灭绝主要出现在西太平洋地区,在其他地区几乎都是连续出现.虽然尚有 *G. dehiscens* 见于早上新世地层的报道(表 1),但没有得到进一步证实.例如 Kennett and Srinivasan(1974)报道该种出现于澳大利亚南面典型的上新世组合中,最近的工作发现该地区存在大规模的崩塌和不整合,并且 *G. dehiscens* 在不受影响的钻孔中只限于中新世(Li *et al.*, 2003),所以有关该种的上新世记录在本文不作更多讨论(Berggren *et al.*, 1995).

在西太平洋地区,*G. dehiscens* 阶段性绝灭的具体时间视不同地点而不同.一般说来,在西北和西

南部该事件出现于 N16 化石带,大约 10 Ma.同时该种在赤道西太平洋站位也暂时消失,但往往在间隔了一段时间之后又有出现,直到 N18 带 5.6~5.3 Ma 左右全部绝灭(图 2).

南海的记录表明,该种在 1143,1146 和 1148 站的绝灭都是在 N16 带的下部或中部,推测年龄 10~9 Ma(图 3,4).在南部 1143 站的上覆地层,偶尔会出现 1~2 个具泡沫状末室的个体,估计是由于该站多浊积层所造成的再沉积(图 3).

2.2 浮游有孔虫丰度变化

1143 和 1146 站的主要浮游有孔虫相对丰度显示,*G. dehiscens* 绝灭事件发生在深水种群大幅度减低的 N16 带(图 4),表层暖水种群 *Globigerinoides* 则大幅度增高.特别值得一提的是,晚中新世首次出现最多表层暖水种和最少深水种的时期就是在 N16 带,其碳酸盐含量也是第一次达到~50%的

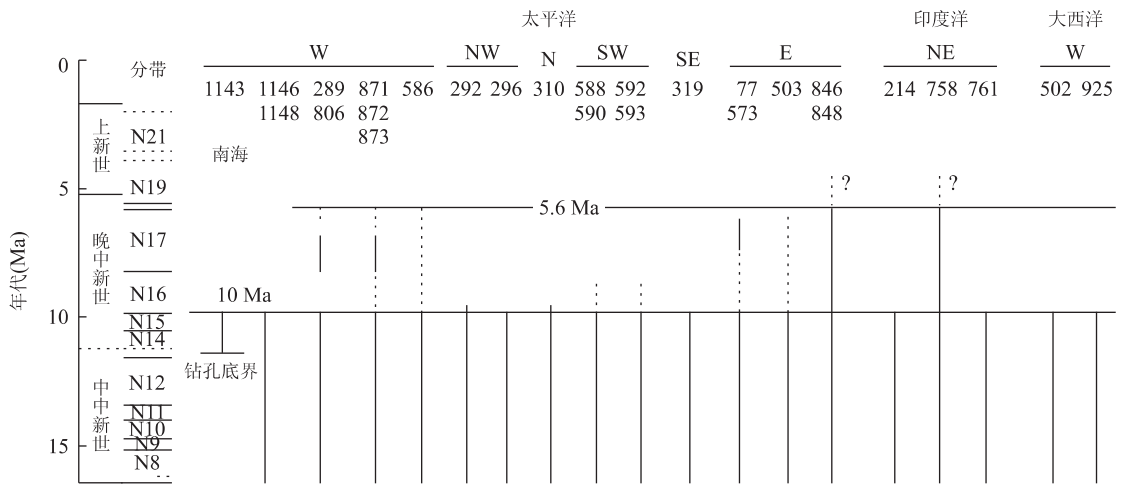


图 2 浮游有孔虫深水种 *Globoquadrina dehiscens* 在所选 DSDP/ODP 站的分布(资料来源见表 1)

Fig. 2 Range of *Globoquadrina dehiscens* in selected DSDP/ODP sites

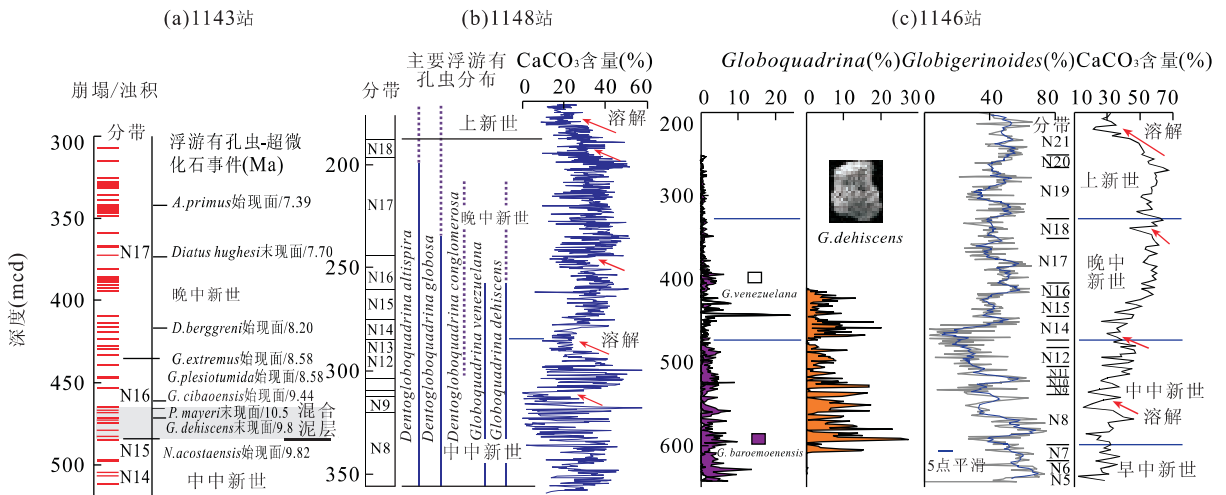


图 3 南海 1143、1146 和 1148 站浮游有孔虫分带与主要属种的分布

Fig. 3 Planktonic foraminifer zones, main species distribution and CaCO₃ data from Sites 1143 (a), 1148 (b) and 1146 (c)

水平(图 3)。换句话说,*G. dehiscens* 的绝灭是当南海表层水增温、碳酸盐大量堆积约 10 Ma 的一个时间段。

2.3 浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 变化

除了携带气候变化的信息,浮游有孔虫氧同位素值也间接反映不同种在不同时期的相对深度变化。Keller(1985)首次分析中新世主要属种 $\delta^{18}\text{O}$ 所代表的深度变化,发现 *G. dehiscens* $\delta^{18}\text{O}$ 值比 *Globigerinoides* 重约 0.5‰ 但略轻于典型的深水种或温跃层种,所以应属中层水上部生活类型。我们 1146 站的分析结果也基本证实了这一点(图 5)。不过,1146 站 *G. dehiscens* $\delta^{18}\text{O}$ 值并不是总是比深水种(如 *Globoquadrina venezuelana*)轻,而是在 12~10 Ma 期间则比后者重 0.2‰~0.6‰,指示比后者

更深的居住环境。根据 DSDP 289 站的结果,Gasperi and Kennett(1992, 1993a, b)认为 *G. venezuelana* 在此阶段前后改变了深水生活方式,转为中层水上部甚至混合层下部生活,也即原先 *G. dehiscens* 的主要生活空间。问题是,什么样的气候—水体环境因素引起这些生物变化?大多数浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 10 Ma 前后都在变轻(图 5),与表层温水种群 *Globigerinoides* 大幅度增加(图 6)一致说明当时上层水体变暖。

从图 5 还可以看出,南海浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般都比开放西太平洋的轻。Tian *et al.* (2004)认为这是由于边缘海区受季风降雨造成低盐度影响的结果。

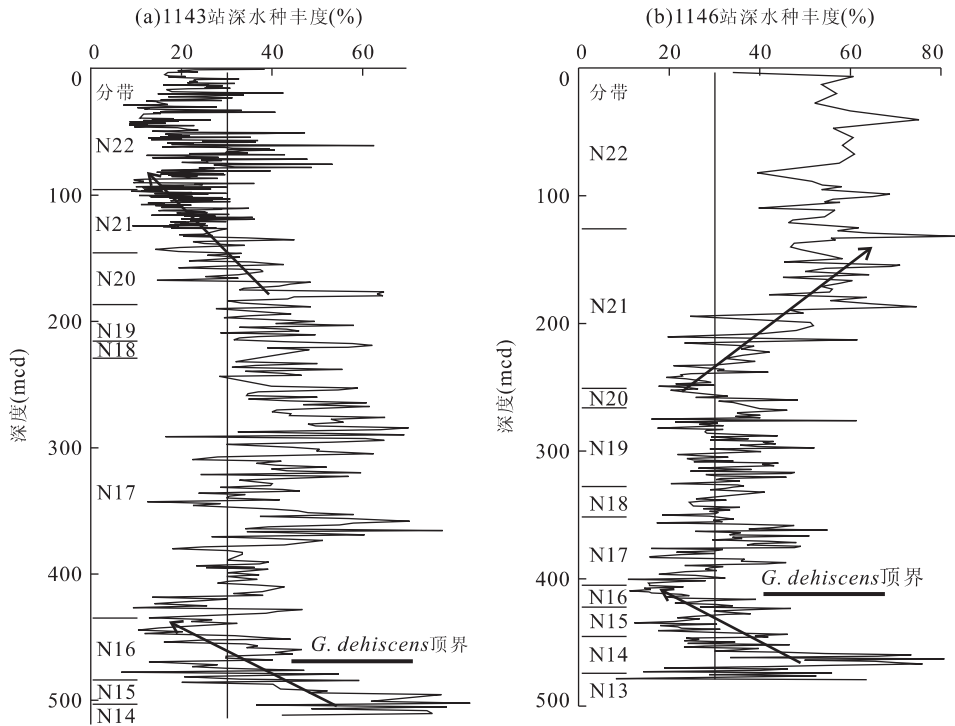


图 4 1143 和 1146 站浮游深水产种的丰度对比(箭头指示变化趋势)

Fig. 4 Abundance variations of deep-dwelling species including *Sphaeroidinella*, *Pulleniatina*, *Neogloboquadrina*, *Globorotalia*, and *Globoquadrina* at Sites 1143 (a) and 1146 (b), with arrows indicating the main trends

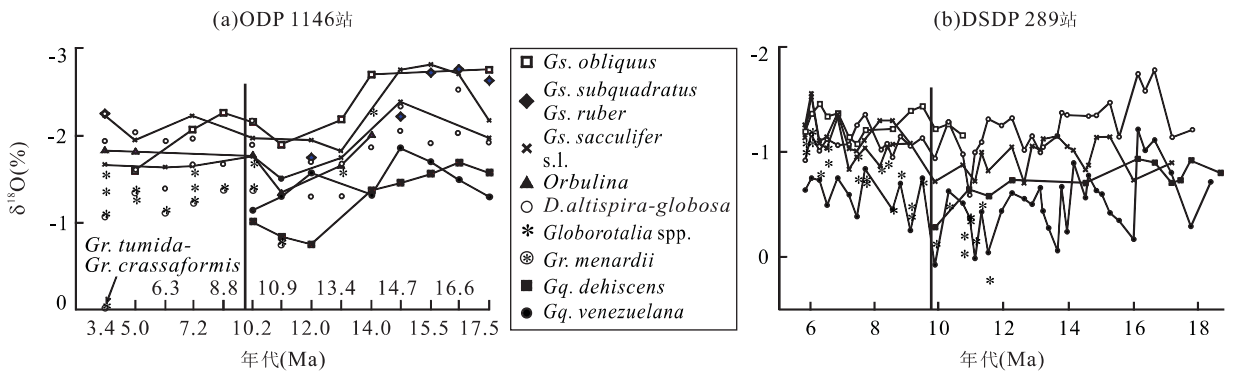


图 5 南海 1146 站与西太平洋 289 站浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 变化

Fig. 5 Variations of planktonic foraminifer oxygen isotope values from ODP Site 1146 (a, this study) and DSDP Site 289 (b, Gasperi and Kennett, 1993a)

3 讨论

3.1 中晚中新世太平洋地区的气候和海流特征

全球气候从晚古新世—早始新世特高温期 (PETM) 之后逐渐变冷的总趋势, 到中中新世晚期至中中新世早期得到逆转, 也即长约 3 Ma 的中中新世气候最佳期 (MMCO) (Zachos *et al.*, 2001). 然而, MMCO 之后在距今 14 Ma 左右全球又突然变冷, 引起南极冰盖从西向东扩展和大洋深层水大幅

度降温, 这一切已经从底栖有孔虫氧同位素突然加重得到证实 (Kennett, 1977; Shackleton, 1985; Miller *et al.*, 1987; Flower and Kennett, 1994; Zachos *et al.*, 2001). 这一发生在 14 Ma 前后的中中新世气候转型 (MMCT), 在西南太平洋 ODP1171 站表现为表层水降温约 6 °C (Shevenell *et al.*, 2004). 在南海北部的 1146 站, 有孔虫氧同位素值从 14 Ma 左右开始偏重, 并且 17~12 Ma 时期的气候变化也跟其他地方一样同受天文驱动 (Holbourn *et al.*, 2004).

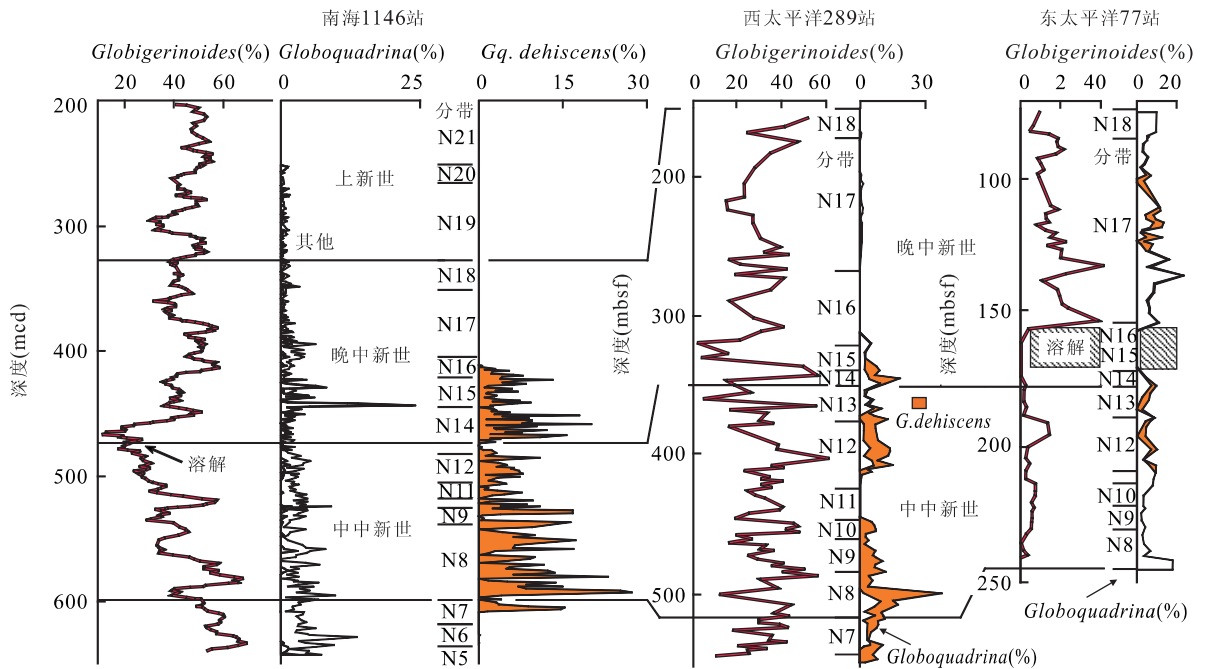


图 6 西至东太平洋三站位(1146、289 和 77)的表层暖水种群 *Globigerinoides* 和深水 *Globoquadrina* 的丰度变化
 Fig. 6 Abundance variations of *Globigerinoides* and *Globoquadrina* at Pacific ODP Site 1146 (from Fig. 3) and DSDP Sites 289 and 77 (both from Keller, 1985)

这一气候转型可能并不是如早先认为的由耗尽大气 CO₂ 所致(Vincent and Berger, 1985 的蒙特利假说“Monterey hypothesis”),因为据估算当时的全球碳总量只约 200 ppm,这一低值不可能是气候转型的主要触发因素(Pagani *et al.*, 1999; Pearson and Palmer, 2000). Shevenell *et al.* (2004) 认为天文驱动引起大洋环流变化改变了纬向水汽和热能的传送,最终导致冰盖增长和全球变冷。

14 Ma 前后全球变冷的趋势在晚中新世早期得到扭转,主要表现在低中纬度的大洋表层水升温和全球气候恢复回升. 特别是在太平洋地区,许多生物地理和地化记录都表示表层水变暖导致纬向和纵向温度梯度增加和赤道逆流增强(Kennett *et al.*, 1985; Savin *et al.*, 1985). 这场热带表层水升温促使晚中新世碳酸盐在翁通爪哇海台的大量堆积(Berger *et al.*, 1993),同时海平面在 10~11 Ma 左右升高也造成三级层序地层 TB3.1 的广泛沉积(Haq *et al.*, 1987; Hardenbol *et al.*, 1998). Kennett *et al.* (1985) 认为西太平洋地区的变暖和赤道逆流的增强是印尼海道关闭和信风加强的结果,但他们和 Savin *et al.* (1985) 只分别研究了 16 Ma 和 8 Ma 两个时间界面浮游有孔虫生物地理和氧同位素资料,无法解答晚中新世气候变暖的准确时间,以及气候变暖

是否与暖池形成等相关等科学问题。

3.2 印尼海道在晚中新世的关闭程度

自从 25 Ma, 印度—澳大利亚板块与欧亚板块相撞加强,导致两者之间的水道——印尼海道明显变窄和变浅(Hall, 2002; Kuhnt *et al.*, 2004). 不断关闭的印尼海道在相当程度上阻碍了太平洋与印度洋的水体交换,两区之间的深水大约在 25 Ma 左右就可能全部隔离(Kuhnt *et al.*, 2004). 然而,要在这一全球构造最复杂的地区准确重建印尼海道什么时候变窄,和怎样的地形分布才使暖水在其东面大量堆集是相当困难的,因为印澳/欧亚/太平洋板块相撞的许多证据可能已遭后继的板块俯冲所淹没(Hall, 2002). 不同作者已经提出印尼海道关闭的不同时间:早中新世晚期(Nishimura, 1992),中中新世早期(Edwards, 1975; Tsuchi, 1994),中中新世晚期(Srinivasan and Sinha, 1991),晚中新世~8 Ma(Kennett *et al.*, 1985; Keller, 1985),晚中新世~11 Ma(Ali *et al.*, 1994; Linthout *et al.*, 1997),早上新世~5.2 Ma(Srinivasan and Sinha, 1998),等等. 这些作者提供的生物地理和构造活动证据,反映了印尼海道呈阶段关闭这一基本特征。

Petterson *et al.* (1999) 总结所罗门群岛的构造活动资料,认为晚中新世开始的第二期岛弧发育活

动引起群岛西部和南部地壳增加,从而造成屏障使太平洋水难于西移. Mann and Taira(2004)认为所罗门群岛和翁通爪哇海台伸张性洋内型岛弧体系一带的正俯冲发生在 12~6 Ma 期间,并且在 10~8 Ma,美拉尼西亚北部岛弧群的东端开始沿 Vitiaz 海沟与翁通爪哇海台现已潜没的东南延伸部分相撞. 由于印澳板块的 Buton 微陆块与欧亚板块的巽他陆块相撞,在当时处于太平洋—印度洋水道中间的苏拉威西(Sulawesi)的周围海域在 10 Ma 左右也大规模变浅. 从该处得到的地球化学指标从指示岛弧火山型转为指示受俯冲改造过的地壳,主要是亚大陆型地壳(Elburg and Foden, 1999). 这些证据表明班达火山弧与新几内亚大约在 11~9 Ma 相接,构成印尼海区“五道屏障”之首(周祖翼等,2004). 在北部,连接边缘海和大洋的通道也由于菲律宾的到来开始变窄变浅,海峡形成,虽然连接南海与开放西太平洋的巴士海峡直到 6~3 Ma 左右才生成类似当今的宽度和深度(Hall, 2002). 所以,印尼海道在 10 Ma 前后是大大变窄,新屏障的出现大大限制了太平洋与印度洋水体的交换. 但到底是不是有暖池发育或者早期暖池的规模大小,没有古生物和地球化学的证据是没法解释的. 本文提供的资料试图说明由于印尼海道的关闭,大量表层暖水种出现和深层暖水种包括 *G. dehiscens* 在西北和西南太平洋的降低以致提早灭绝,反映了 10 Ma 左右暖水堆集在西太海区得到大幅度增强.

3.3 晚中新世西太平洋暖池

现有模式认为,印尼海道关闭的同时,信风增强,使西太海区有大量暖水堆集,结果形成暖池(Kennett *et al.*, 1985; Keller, 1985; Berger *et al.*, 1993; Hall, 2002; Kuhnt *et al.*, 2004). 准确了解暖水什么时候开始影响生物群,会帮助我们判断暖池形成的时间,而浮游有孔虫表层温水种增加和温跃层种的减低提供了暖水堆集的确凿证据(图 3,4). 但到底暖池是否在 11.5~10.6 Ma 就已经存在(Jian *et al.*, 2006),光靠 1143 和 1146 站的有孔虫资料是很难证实的,因为 1143 底部的地层年龄只不过 11 Ma(Nathan and Leckie, 2003). 况且温跃层深水种丰度在两站 11~9 Ma 区间(N14/N15~N16 带)几乎是平行波动(图 4),指示南海南北部当时几乎同时变暖,温度梯度相差不大. 两区的温度梯度差增大是在 4 Ma 以后(图 4),表明现代式暖池开始发展(Jian *et al.*, 2006).

温跃层加深往往造成表层种增加和深水种减少,在温跃层变浅时生物反映则相反(Patrick and Thunell, 1997). 所以,*G. dehiscens* 在南海的绝灭与深水种降低同期发生,表明南北部受早期暖池温跃层变深的影响. 直接证明暖水堆集的指标是 1146 站表层种群 *Globigerinoides* 从 40% 增加到~60% 和 CaCO_3 含量的增高(图 3). 类似的情况也出现在邻近的 1148 站,尽管该站由于水深超过 3 200 m,其生物组合在 *G. dehiscens* 灭绝之后受溶解作用影响明显. 南北两区差异不大的表层环境指标一直维持到 8 Ma 左右,指示长时间暖水堆集(Li *et al.*, 2004).

在南海南部的 1143 站,*G. dehiscens* 绝灭是在一薄泥层之上,浮游有孔虫个体保存完美,以含大量的 *Neogloboquadrina* 为特征. 从图 5 得知,*G. dehiscens* $\delta^{18}\text{O}$ 变化似乎说明该种在 14~12 Ma 至少在南海改变了深度,到比 *G. venezuelana* 还深的深水层生活. 也许正因为这种生活深度的改变,使它无法适应随后到来的由于暖池发育初期暖水迅速堆集致使温跃层加深,以及边缘区的多变水体环境. 相反,它的同源种 *G. venezuelana* 由于早已从深水转变到较浅水生活(也即 *G. dehiscens* 早先的生活环境),从而使 *G. venezuelana* 成功地度过后来发生于 10 Ma 的温跃层加深事件. 至于 *G. dehiscens* 在其他地区能一直生存到 5.6~5.3 Ma,大概是因为远离西太平洋暖池的地点,那里的暖水堆集和温跃层加深不明显、上层水体环境变化不大的缘故.

图 6 对比太平洋三站位中表层 *Globigerinoides* 和深水 *Globoquadrina* 的丰度:1146 站代表边缘西太平洋,289 站代表开放西太平洋,77 站代表东太平洋. 可以看出,*G. dehiscens* 绝灭在 1146 和 289 站几乎是同时的,在东太平洋(846 和 848 站)虽不绝灭但含量也大大减少,尽管 77 站的记录因为碳酸盐强烈溶解而不甚完全清楚. 约 8~6 Ma,*G. dehiscens* 重新出现在西太平洋的一些站位(图 2),说明温跃层较浅的上层水体环境回返当地,而暖水向东扩展显然是指示赤道逆流的增强(Kennett *et al.*, 1985). *G. dehiscens* 最后只生存在西太平洋以外的中低纬度大洋环境中,表明暖池只在西太平洋发育. 由于印尼海区屏障的连接和水道的不断变窄,当时的暖水分布呈现明显的纬度差. 在晚中新世,西北太平洋的南海和日本海以及西南太平洋的塔斯曼北部和新西兰(图 7)都受到暖水的影响. 在赤道西太平洋 289,586,806,871~873 等站,*G. dehiscens* 的不

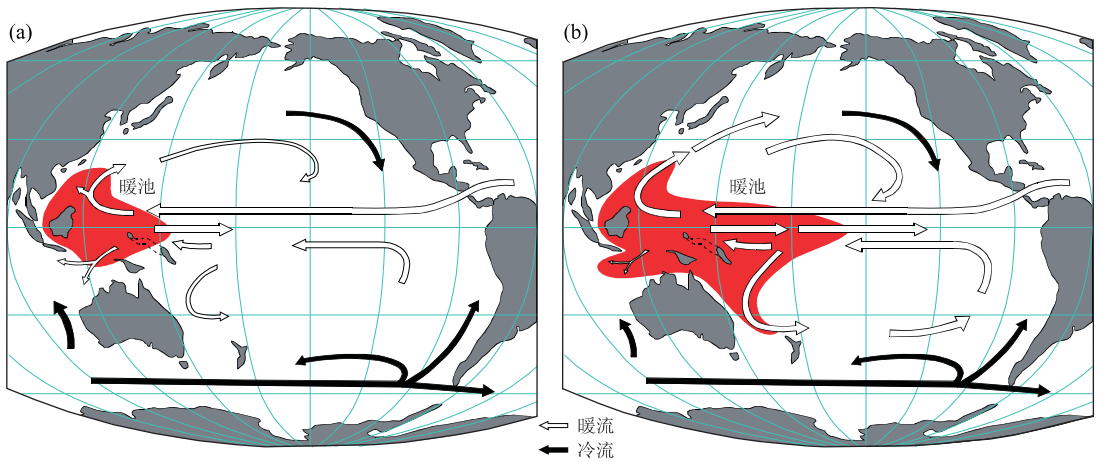


图 7 据分析得出的晚中新世 10~8 Ma 太平洋环流格局和早期暖池的阶段性发育概况

Fig. 7 Interpreted circulation pattern in the low latitude Pacific from ~10 to 8 Ma (modified from Kennett *et al.*, 1985) and stepwise formation of an early warm pool from (a) to (b)

连续出现和深水种群丰度的高频率变化(图 5)可能反映了印尼海道变窄的不同阶段影响到西太平洋水通过的强度和总量,从而造成暖水堆集在不同地点的差异。暖水堆集的这种多变性可能一直延续到上新世 4 Ma 左右,接近现代的水文环境才开始形成,主要表现在东西太平洋反差增强(Chaisson and Ravelo, 2000)和西边有一个较稳定的暖池(Jian *et al.*, 2006)。南海浮游有孔虫对上新世以来水体环境变化的反应是,深水种在 1143 站减少而在 1146 站增加(图 4),突出了暖池边缘区的南北差异。

4 结论

浮游有孔虫温跃层深水种 *Globoquadrina dehiscens* 在南海的末现面是 10 Ma 左右,同期还见深水种群大量减少和表层暖水种大量增多,我们认为这些是晚中新世西太平洋暖水堆集和早期暖池发育的生物证据。

在西太平洋的其他海区,该种在 10 Ma 也消失,但往往随后再次出现,直到中新世/上新世交界前不久完全灭绝。与南海的情况相似,该种在 10 Ma 前后消失也伴随深水种减少和表层暖水种增多,生物和同位素资料都指示当时当地有大量暖水堆集和温跃层加深。10 Ma 的暖水堆集应当是由于构造引起沿澳洲北部/东南亚/西太边缘发生的一系列地形地貌变化,最终导致印尼海道明显变窄和西太平洋信风增强的结果。当时暖水的分布由于印尼与新几内亚沿班达岛弧和苏拉威西一带造成的屏障,在西

北部的南海和日本外海以及西南部的塔斯曼北部和新西兰相对集中,而赤道区则可能因为穿越印尼海道的径流尚保持较高的通量水平而使暖水堆集较弱,但阶段性增强明显。南海的浮游氧同位素值通常比开放西太平洋的低,也说明中新世时期的上层海水环境与现代相似,都是暖池边缘区比中心区变化更大。暖池边缘区水体环境多变和温度梯度较高可能是受季风的影响,结果造成深水种的降低和 *G. dehiscens* 提早从南海地区绝灭。正如 *G. dehiscens* 反复的出现和消失以及深水种丰度的频繁变化,早期暖池在 9~8 Ma 左右向东呈阶段性扩张,与赤道逆流增强一致。因此,生物和同位素证据反映了类似现代的西太平洋暖池在晚中新世曾有发育,但规模较小,分布不稳定。

References

- Ali, J. R., Roberts, S. J., Hall, R., 1994. The closure of the Indo-Pacific Ocean gateway: A new plate tectonic perspective. In: Hehuwat, F., ed., Proceedings of the international workshop on Neogene evolution of Pacific Ocean gateways. Bandar Lampung, Indonesia, 10-20.
- Berger, W. H., Leckie, R. M., Janecek, T. R., et al., 1993. Neogene carbonate sedimentation on Ontong Java plateau: Highlights and open questions. *Proc. ODP Sci. Results*, 130: 711-744.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., et al., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P., et al., eds., Geochronology time scales and global strati-

- graphic correlation. *SEMP Special Publication*, 54: 129—212.
- Chaisson, W. P., Leckie, R. M., 1993. High-resolution Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Site 806, Ontong Java plateau (Western Equatorial Pacific). *Proc. ODP Sci. Results*, 130:137—178.
- Chaisson, W. P., Pearson, P. N., 1997. Planktonic foraminifera biostratigraphy at Site 925: Middle Miocene-Pleistocene. *Proc. ODP Sci. Results*, 154:3—21.
- Chaisson, W. P., Ravelo, A. C., 2000. Pliocene development of the east-west hydrographic gradient in the equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 15:497—505.
- De Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Bassinot, F., et al., 2005. Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years. *Nature*, 433:294—298.
- Edwards, A. R., 1975. South-west Pacific Cenozoic paleogeography and integrated Neogene paleocirculation model. *Init. Rept. DSDP*, 30:667—684.
- Elburg, M. A., Foden, J., 1999. Geochemical response to varying tectonic settings: An example from southern Sulawesi (Indonesia). *Geoch. Cosmoch. Acta*, 63: 1155—1172.
- Flower, B. P., Kennett, J. P., 1994. The Middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 108: 537—555.
- Gasperi, J. T., Kennett, J. P., 1992. Isotopic evidence for depth stratification and paleoecology of Miocene planktonic foraminifera; Western Equatorial Pacific DSDP Site 289. In: Tsuchi, R., Ingle, J. C., Jr., eds., Pacific Neogene environment, evolution and events. Univ. Tokyo Press, Tokyo, 235—254.
- Gasperi, J. T., Kennett, J. P., 1993a. Miocene planktonic foraminifera at DSDP Site 289: Depth stratification using isotopic differences. *Proc. ODP Sci. Results*, 130: 323—332.
- Gasperi, J. T., Kennett, J. P., 1993b. Vertical thermocline structure evolution of Miocene surface waters; Western Pacific DSDP Site 289. *Mar. Micropaleontol.*, 22: 235—254.
- Hall, R., 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations. *J. Asian Earth Sci.*, 20:353—431.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156—1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., et al., 1998. Cenozoic sequence chronostratigraphy. In: De Graciansky, P. C., Hardenbol, J., Jacqui, T., et al., eds., Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *SEPM Spec. Publ.*, 60:3—13, Charts 1—8.
- Hodell, D. A., Kennett, J. P., 1986. Late Miocene-Early Pliocene stratigraphy and paleoceanography of the South Atlantic and Southwest Pacific oceans: A synthesis. *Paleoceanography*, 1:285—311.
- Holbourn, A., Kuhnt, W., Schulz, M., 2004. Orbital paced climate variability during the Middle Miocene: High resolution benthic foraminiferal stable-isotopic records from the tropical western Pacific. In: Clift, P., Wang, P. X., Kuhnt, W., et al., eds., Continent-ocean interactions within East Asian marginal seas. *Geophysical Monograph*, 149:321—337.
- Jenkins, D. G., Srinivasan, 1986. Cenozoic planktonic foraminifera from the equator to the sub-antarctic of the southwest Pacific. *Init. Repts. DSDP*, 90:795—834.
- Jian, Z. M., Yu, Y., Li, B. H., et al., 2006. Phased evolution of the south-north hydrographic gradient in the South China Sea since the Middle Miocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 230:251—263.
- Keller, G., 1980. Middle to Late Miocene planktonic foraminiferal datum levels and paleoceanography of the North and Southeastern Pacific Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 5:249—281.
- Keller, G., 1981. Miocene biochronology and paleoceanography of the North Pacific. *Mar. Micropaleontol.*, 6: 535—551.
- Keller, G., 1985. Depth stratification of planktonic foraminifera in the Miocene ocean. In: Kennett, J. P., ed., The Miocene ocean. *GSA Memoir*, 163:177—196.
- Kennett, J. P., 1973. Middle and Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Southwest Pacific. *Init. Repts. DSDP*, 21:575—639.
- Kennett, J. P., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *J. Geophysical Res.*, 82: 3843—3860.
- Kennett, J. P., Srinivasan, M. S., 1974. Stratigraphic occurrences of the Miocene planktonic foraminifer *globoquadrina dehiscens* in Early Pliocene sediments of the Indian Ocean. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 7:

5—14.

- Kennett, J. P., Keller, G., Srinivasan, M. S., 1985. Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region. In: Kennett, J. P., ed., *The Miocene ocean. GSA Memoir*, 163: 197—236.
- Kennett, J. P., Srinivasan, M. S., 1983. Neogene planktonic foraminifera: A phylogenetic atlas. Hutchinson Ross Publication Co., New York.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto Jr. T., et al., 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 297: 226—230.
- Kuhnt, W., Holbourn, A., Hall, R., et al., 2004. Neogene history of the Indonesian throughflow. In: Clift, P., Wang, P. X., Kuhnt, W., et al., eds., *Continent-ocean interactions within East Asian marginal seas. Geophysical Monograph Series*, 149: 299—318.
- Lea, D. W., Pak, D. K., Spero, H. J., 2000. Climate impact of Late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 289: 1719—1724.
- Li, B. H., Wang, J., Huang, B., et al., 2004. South China Sea surface water evolution over the last 12 Ma: A south-north comparison from ODP Sites 1143 and 1146. *Paleoceanography*, 19: PA1009PA1009, doi: 10. 1029/2003PA000906.
- Li, Q. Y., McGowran, B., Brunner, C. A., 2003. Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of Sites 1126, 1128, 1130, 1132 and 1134, ODP Leg 182, Great Australian Bight. *Proc. ODP Sci. Results*, 182: 1—65 (online).
- Linthout, K., Helmers, H., Sopaheluwakan, J., 1997. Late Miocene obduction and microplate migration around the southern Banda Sea and the closure of the Indonesian Seaway. *Tectonophysics*, 281: 17—3.
- Mann, P., Taira, A., 2004. Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java plateau convergent zone. *Tectonophysics*, 389: 137—190.
- Miller, K. G., Fairbanks, R. G., Mountain, G. S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2: 1—19.
- Nathan, S. A., Leckie, R. M., 2003. Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy of Sites 1143 and 1146, ODP Leg 184, South China Sea. *Proc. ODP Sci. Results*, 184: 1—43 (online).
- Nishimura, S., 1992. Tectonic approach to changes in surface water circulation between the tropical Pacific and Indian oceans. In: Tsuchi, R., Ingle, Jr., J. C., eds., *Pacific Neogene: Environment, evolution and events*. Univ. Tokyo Press, Kokyo, 1570—1167.
- Pagani, M., Arthur, M. A., Freeman, K. H., 1999. Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide. *Paleoceanography*, 14: 273—292.
- Patrick, A., Thunell, R. C., 1997. Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermocline structure during the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 12: 649—657.
- Pearson, P. N., Palmer, M. R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406: 695—699.
- Peirce, J., Weissel, J., 1989. Proc. ODP Init. Reports, 121. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Petterson, M. G., Babbs, T., Neal, C. R., et al., 1999. Geological-tectonic framework of Solomon Islands, SW Pacific; Crustal accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Tectonophysics*, 301: 35—60.
- Ruddiman, W. F., 1997. Tectonic uplift and climate change. Plenum Press, New York.
- Savin, S. M., Abel, L., Barrera, E., et al., 1985. The evolution of Miocene surface and near-surface marine temperatures: Oxygen isotopic evidence. In: Kennett, J. P., ed., *The Miocene ocean. GSA Memoir*, 163: 49—82.
- Shackleton, N. J., 1985. The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archaean to present. *AGU Geophysical Monograph*, 32: 455—468.
- Shevenell, A. E., Kennett, J. P., Lea, D. W., 2004. Middle Miocene southern ocean cooling and Antarctic cryosphere expansion. *Science*, 305: 1766—1770.
- Spencer-Cervato, C., Thierstein, H. R., Lazarus, D. B., et al., 1994. How synchronous are Neogene marine plankton events? *Paleoceanography*, 9: 739—763.
- Srinivasan, M. S., Sinha, D. K., 1991. Improved correlation of the Late Neogene planktonic foraminiferal datums in the equatorial to cool subtropical DSDP sites, southwest Pacific: Application of the graphic correlation method. In: Radhakrishna, B. P., ed., *The world of Martin F. Glaessner. Geol. Soc. India Memoir*, 20: 55—93.
- Srinivasan, M. S., Sinha, D. K., 1998. Early Pliocene closing of the Indonesian Seaway: Evidence from north-east Indian Ocean and tropical Pacific deep sea cores. *J. Asian Earth Sci.*, 16: 29—44.
- Tapponnier, P., Xu, Z., Roger, F., et al., 2001. Oblique step-wise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294: 1671—1677.
- Tian, J., Wang, P. X., Cheng, X. X., 2004. Development of the East Asian monsoon and Northern Hemisphere

glaciation: Oxygen isotope records from the South China Sea. *Quat. Sci. Rev.*, 23: 2007—2016.

Tsuchi, R., 1994. Neogene evolution of Pacific Ocean gateways with reference to the event biostratigraphy of south-west Japan. In: Hehuwat, F., ed., *Proceedings of the International Workshop on Neogene Evolution of Pacific Ocean Gateways*. Bandar Lampung, Indonesia, 2—9.

Vincent, E., Berger, W. H., 1985. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: The Monterey hypothesis. In: Sundquist, E. T., Broecker, W. S., eds., *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations archean to present. AGU Geophysical Monograph*, 32: 455—468.

Vincent, E., Toumarkine, M., 1995. Data report: Miocene planktonic foraminifers from the eastern equatorial Pacific. *Proc. ODP Sci. Results*, 138: 895—907.

Visser, K., Thunell, R., Stott, L., 2003. Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation. *Nature*, 421: 152—155.

Williams, D. F., Bé, A. W. H., Fairbanks, R. G., 1979. Seasonal oxygen isotopic variations in living planktonic foraminifera off Bermuda. *Science*, 206: 447—449.

Wright, J. D., Thunell, R. C., 1988. Neogene planktonic fo-

raminiferal biogeography and paleoceanography of the Indian Ocean. *Micropaleontology*, 34: 193—216.

Yan, X., Ho, C., Zheng, Q., et al., 1992. Temperature and size variabilities of the west Pacific warm pool. *Science*, 258: 1643—1645.

Zachariasse, W. J., 1992. Neogene planktonic foraminifers from Sites 761 and 762 off northwest Australia. *Proc. ODP Sci. Results*, 122: 665—675.

Zachos, J. C., Pagani, M., Sloan, L., et al., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686—693.

Zhou, Z. Y., Jin, X. C., Wang, L. L., et al., 2004. Two closures of the Indonesian seaway and its relationship to the formation and evolution of the western Pacific warm pool. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 24: 8—14 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

周祖翼, 金性春, 王嘹亮, 等, 2004. 印尼海道的两度关闭与西太平洋暖池的形成和兴衰. *海洋地质与第四纪地质*, 24: 8—14.

《地球科学——中国地质大学学报》

2007 年 第 32 卷 第 1 期 要目预告

青藏高原新生代火山活动的深部力学背景	熊 熊等
祁连山东南段加里东造山期构造变形年代的精确限定及其意义	樊光明等
扬子克拉通北缘碎屑沉积岩地球化学特征及意义	周 炼等
柴—欧地块花岗岩地球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成: 基底性质和构造属性启示	陈能松等
青海南部二叠纪火山岩 Sr、Nd、Pb 同位素特征及地质意义	马丽艳等
四川虎牙雪宝顶钨锡铍矿物学标形特征及流体对矿物形态的影响	刘 琰等
济阳拗陷地层型油气藏成藏模式	熊 伟等
伊—陕斜坡山 2 段包裹体古流体势恢复及天然气聚集条件	刘建章等
三维地形大地电磁场的边界元模拟方法	阮百尧等