上新世5Ma以来黑潮演变过程: 浮游有孔虫群落证据

王佳^{1,3}, 常凤鸣^{1,2,5*}, 李铁刚^{2,3,4†}, 孙晗杰^{1,2,5}, 崔亦鹞^{1,3}, 刘天昊^{1,3}

1. 中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071;
2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋地质过程与环境功能实验室, 青岛 266061;
3. 中国科学院大学, 北京 100049;
4. 自然资源部第一海洋研究所海洋沉积与环境地质重点实验室, 青岛 266061;
5. 中国科学院海洋大科学研究中心, 青岛 266071

* 通讯作者, E-mail: chfm@qdio.ac.cn

† 通讯作者, E-mail: tgli@fio.org.cn

收稿日期: 2019-10-15; 收修改稿日期: 2020-05-17; 接受日期: 2020-06-05; 网络版发表日期: 2020-08-13

自然资源部海洋沉积与环境地质重点实验室开放基金课题(编号: MASEG201901)、“全球变化与海气相互作用”专项项目(编号: GASI-GEOGE-04、GASI-GEOGE-06-02)、国家自然科学基金项目(批准号: 41830539、41476041、41876041)和泰山学者工程专项经费资助

摘要 西太平洋边界流-黑潮暖流的经向热传输控制着低纬和北太平洋间的温度梯度, 显著影响着中纬度海气相互作用, 是全球气候变化的关键因素之一. 文章以西北太平洋DSDP 31航次296岩芯为材料, 对浮游有孔虫属种进行统计分析, 共鉴定出壳径大于150 μm 的属种57种. 依据浮游有孔虫属种组合的演变, 分析了中纬度黑潮主轴区水文条件的变化, 并探讨了5Ma以来黑潮的演化过程. 结果表明, 上新世以来西北太平洋黑潮主流轴海域的浮游有孔虫群落变化过程主要分为三个阶段: (1) 3.5~2.7Ma, 混合层暖水种*Globigerinoides ruber*开始出现, 期间其含量呈现逐渐增加的趋势; 同时, 暖水种*Globigerinoides conglobatus*的含量也逐渐增加; 该组合的变化可能指示了表层海水温度逐渐升高, 黑潮开始影响西北太平洋. (2) 2.7~2.0Ma, 温跃层种*Globigerina calida*、*Neogloboquadrina humerosa*、*Neogloboquadrina dutertrei*、*Pulleniatina obliquiloculata*开始出现, 混合层种*G. ruber*在这一时期成为优势属种, 同时*G. conglobatus*的含量也进一步增加, 表明表层海水温度进一步升高, 且逐渐影响到温跃层水体, 指示了2.7Ma左右黑潮强度的增加. (3) 2.0Ma至今, 温跃层种*G. calida*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*的含量进一步增加, 表明温跃层海水温度逐渐升高, 可能指示了黑潮在2.0Ma左右进一步加强. 与低纬西太平洋暖池核心区ODP 806和黑潮源区DSDP 292岩芯记录的对比表明, 现代黑潮在3.5Ma左右开始影响西北太平洋以及之后的逐步增强可能与印度尼西亚和中美洲水道的受限和关闭以及西太平洋暖池的演变和赤道太平洋的水文环境变化密切相关.

关键词 上新世, 黑潮, 浮游有孔虫, 西太平洋暖池

中文引用格式: 王佳, 常凤鸣, 李铁刚, 孙晗杰, 崔亦鹞, 刘天昊. 2020. 上新世5Ma以来黑潮演变过程: 浮游有孔虫群落证据. 中国科学: 地球科学, 50(11): 1655–1670, doi: [10.1360/SSTe-2019-0247](https://doi.org/10.1360/SSTe-2019-0247)

英文引用格式: Wang J, Chang F, Li T, Sun H, Cui Y, Liu T. 2020. The evolution of the Kuroshio Current over the last 5 million years since the Pliocene: Evidence from planktonic foraminiferal faunas. Science China Earth Sciences, 63(11): 1714–1729, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9641-9>

1 引言

上新世是地球历史上的一个重要时期, 在此期间地球气候从中新世的温暖状态转变为更新世典型的冰期旋回模式(Lisiecki和Raymo, 2005). 尽管上新世全球温度比工业革命之前高约3℃, 但据估计该时期大气CO₂浓度(约370ppm)可能接近现代值. 因此上新世至今的气候演变过程为研究未来的气候变化提供了良好的参照(Ravelo等, 2004; Sarnthein等, 2009; Haywood等, 2011). 特别是晚上新世陆地和海洋中保存完好的化石组合与现代生物组合相近(Dowsett等, 2012; Salzmann等, 2013), 是了解高温、高CO₂浓度背景下全球气候过程的一个理想时段. 已有的大量研究表明, 上新世以来地球系统的众多边界条件发生了显著变化(Zachos等, 2001). 伴随着温室气体浓度的逐步下降(Lunt等, 2008), 北极冰盖最终形成, 北半球典型的第四纪冰期出现(Venti和Billups, 2013; DeMenocal, 2004). 在大洋水文和环流系统方面, 中美洲地峡的关闭引起北大西洋环流系统发生改变(Haug和Tiedemann, 1998; Haug等, 2001; Steph等, 2006), 印度尼西亚海道的受限导致印度洋海表温度降低(Cane和Molnar, 2001; Karas等, 2011; Srinivasan和Sinha, 1998). 在巴拿马和印尼海道构造运动的共同作用下, 赤道东西太平洋温差增大, 现代西太平洋暖池最终形成(Sato等, 2008; Chaisson和Ravelo, 2000; Gallagher等, 2009). 现有研究工作极大地提升了对长时间尺度上的气候和海洋环境变化的认识, 然而尽管北太平洋副热带环流从低纬热带海区向中高纬度地区输送着大量热量, 在全球气候系统中起着至关重要的作用(McCreary和Yu, 1992), 但对于上新世以来该环流系统长期演变过程的认识相当有限.

作为全球最强的两个暖流系统之一, 太平洋西部边界流(黑潮)输送的大量水体形成了北太平洋副热带环流的西北边界(Wijffels等, 1998), 其变化不仅深刻影响着北太平洋的水文条件, 而且与北太平洋环流系统一道控制着赤道和北太平洋间经向海温梯度的形成、维持和演变(Locarnini等, 2010). 此外, 中纬度海-气相互作用是全球气候年际到长期变化的关键因素之一. 在北半球两大洋西部, 副热带西边界流由于海洋动力的驱动, 形成暖水向极输送, 并与中高纬上层冷空气形成显著温度梯度, 从而产生强烈的由海洋指向大气

的热量输送. 同时, 黑潮在35°N/140°E附近脱离日本东海岸的束缚, 转而进入北太平洋开阔盆地, 形成黑潮延伸体, 作为太平洋西边界流的延续(黑潮续流), 其仍保持着高温、高速、高涡动性等特征(Lebedev等, 2003; Wang等, 2012). 黑潮延伸体北侧存在着明显的温度锋面, 该区域海气热量的交换对近表层及上层大气环流有显著影响, 从而促进和维持着北太平洋风暴轴的活动(Hotta和Nakamura, 2011; Ogawa等, 2012). 北太平洋风暴轴的频繁活动, 能为局地带来大量降水, 促进副热带和中纬度之间热量、动量的平衡和再分配, 维持着中纬度的大气环流, 在中纬度天气和气候系统中均扮演着重要角色(Luo等, 2011).

作为北太平洋副热带环流的一部分, 黑潮及其延伸体是影响北半球海洋及气候系统的重要因素. 然而, 以往对于西北太平洋黑潮主轴及其续流区域水文环境演化的研究受材料所限, 主要集中在晚第四纪冰期旋回, 局限于末次盛冰期以来黑潮路径及其强度的变化(Ujiié等, 2003; Li等, 1997; Jian等, 2000; Ijiri等, 2005), 鲜有研究涉及更新世之前的长期变化. 仅有的长时间尺度的记录显示, 黑潮暖流可能约在3Ma左右到达现在的纬度(35°N), 当时温度比现在低1~2℃(Tomida和Kitao, 2002; Tomida等, 2013). 然而, 这些认识大多是基于日本海陆架浅海、日本大陆露头中的印度-太平洋软体动物类群、珊瑚礁和热带孢粉甚至是沉积相的记录(Ogasawara, 2002; Iryu等, 2006; Gallagher等, 2009, 2015). 基于有孔虫和直接的古温度记录的研究相当罕见(Venti和Billups, 2013), 特别是缺乏中纬度黑潮主流轴区域直接的古海洋学证据. 浮游有孔虫作为“海流的镜子”(汪品先等, 1988), 其属种组合与含量的变化能敏感地反映海洋水文条件的改变, 对特定海域浮游有孔虫组合特征的分析是研究区域海流和水团的重要途径. 本文利用DSDP 31航次296钻孔, 通过对岩芯中浮游有孔虫群落的统计分析, 揭示了约5.0Ma以来日本东南岸外黑潮主流区域的水文条件变化, 旨在探索上新世以来黑潮的形成演化过程, 并尝试讨论该区水文环境变化与构造事件及热带太平洋环境演变间的联系.

2 区域概况

DSDP 31航次296站位位于九州-帕劳海脊北部的

北西-西向构造阶地, 其西北为南海海槽、南接奄美海台、东邻四国海盆(图1). 九州-帕劳海脊是古近纪时期的残留弧(Karig, 1971; Uyeda和Ben-Avraham, 1972), 整体呈南北向, 北部起始于南海海槽, 南部延伸至帕劳群岛(Ishizuka等, 2011). 南海海槽是属于菲律宾海板块一部分的四国海盆的俯冲边界(Seno和Maruyama, 1984), 整体呈东北-西南向. 在东侧, 南海海槽与本州和伊豆-小笠原弧之间的弧-弧碰撞边界汇聚. 四国海盆是在伊豆-小笠原弧后形成的弧后盆地, 主要呈东西向分布, 形成于渐新世晚期至中新世中期(Chamot-Rooke等, 1987). 奄美海台呈东西走向, 水深2000~3000m, 发育有北部海岭、中部海岭和南部海岭等三列与走向方向相同的海岭(Seno和Maruyama, 1984).

黑潮起源于北赤道流, 经台湾岛以东进入东海后, 在30°N左右穿过吐噶喇海峡抵达日本南部的研究区域. 当黑潮穿过吐噶喇海峡时, 其流量从30Sv增加到55Sv, 其主轴以年均16℃等温线为特征(Qiu, 2001). 黑潮进入四国海盆后, 有近岸非大曲流、近海非大曲流和大曲流三条不同的路径, 在不同路径转变的过程中,

由于黑潮表面强烈的涡流相互作用和海-气相互作用导致区域海洋环境和气候出现显著变化(Sun等, 2009). 之后东北向流动的黑潮在35.7°~38.1°N/140°E附近海域与西南向流动的亚北极亲潮流(Oyashio)汇合后离开日本海岸, 向东进入北太平洋, 形成黑潮延伸体(图1). 由于黑潮延伸体南侧存在较强的再循环环流, 黑潮延伸的流量可达130Sv(Qiu, 2001). 九州-帕劳海脊北端相当宽阔, 位于碳酸钙补偿深度(CCD)之上, 为钙质浮游生物化石的堆积和保存提供了一个相对独立的平台, 从而记录了新近纪以来与黑潮变化相关的北太平洋中纬度海区的气候环境演变.

3 材料与方法

296岩芯取自九州-帕劳海脊北部的北西向构造阶地(29°20.41'N, 133°31.52'E, 水深2920m), 岩芯总长612m, 本次研究选取上部156.5m岩性特征如下: (1) 0~44.5m, 为富含孔虫的灰色、橄榄灰色钙质超微化石黏土; (2) 44.5~63.5m, 由灰色、橄榄灰色和绿灰色的有孔虫黏土和钙质超微化石软泥组成; (3)

图1 DSDP 296、DSDP 292、ODP 806岩芯站位及西北太平洋表层环流模式

底图据NOAA(<https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/>)绘制, 表层环流模式据Gallagher等(2015)改编. NEC, 北赤道流; NECC, 北赤道逆流; SEC, 南赤道流; ITF, 印尼穿越流; ME, 棉兰老涡; HE, 哈马黑拉涡

63.5~92m, 为灰色、橄榄灰色和绿灰色的钙质超微化石黏土; (4) 92~156.5m, 主要为富含黏土的浅灰色、浅橄榄灰色钙质超微化石软泥, 局部富火山灰层出现, 并从134.5m开始出现成岩化现象。同时, 该岩芯存在多段沉积间断。本次研究以10~40cm不等的间隔进行取样, 共取得样品413份。

样品前处理和测试均在中国科学院海洋地质与环境重点实验室进行, 采用传统方法处理浮游有孔虫鉴定和统计分析的样品。取原始样品约10g放入已洗净烘干的烧杯中, 置于烘箱中在50℃的温度下烘干24h, 使其完全干燥并称重。加入适量蒸馏水到烧杯中, 同时加入少量3%过氧化氢去除样品中的有机质, 浸泡48h, 使样品充分分散。之后用超纯水经250目的铜筛(孔径63μm)反复冲洗样品, 并用毛刷不断轻刷铜筛底部泥样, 直至经过铜筛的水流清澈、无混浊。用超纯水把铜筛中剩余的粗组分冲回烧杯后, 置于烘箱中在50℃的温度下烘干24h并称重、保存以供分析。

对所有样品均采用微体古生物学标准方法进行分析。在双目实体显微镜下(LEICA S8AP0)鉴定与统计大于150μm的浮游有孔虫个体, 以Kennett和Srinivasan(1983)的研究成果作为属种鉴定的主要依据。一般每份样品统计个体数为250~300个, 所含壳体丰富者均采用微分器进行分样, 直至样品中所含浮游有孔虫的数量合适为止。在统计浮游有孔虫种类与数量的过程中, 同种不同生态类型分别记录, 如*Globorotalia truncatulinoides*(dex)和*G. truncatulinoides*(sin), *Globigerinoides ruber*(white)和*Globigerinoides ruber*(pink), *Globigerinoides sacculifer*(with sac.)和*Globigerinoides sacculifer*(without sac.), *Neogloboquadrina pachyderma*(dex)和*N. pachyderma*(sin)等。

4 结果

4.1 生物地层与年龄模式

Keller(1979)曾对296岩芯的生物地层进行了初步的研究, 对上新世以来的60份样品进行了属种鉴定, 仅划分了中新世/上新世边界和上新世/更新世边界。Keller(1979)的生物地层划分依据Blow(1969)的分带方案, 该方案年龄控制点的时间界限与目前太平洋浮游有孔虫生物地层差别较大。故本文在此基础上, 对188份样品进行了属种鉴定工作, 并依据Kennett和Srinivasan

(1983)、Berggren等(1995a, 1995b)的分带方案, 将296岩芯中上新世以来的浮游有孔虫属种演替划分为4个分带: N19、N20、N21、N22(图2)。

(1) N19带顶界为*Globoturborotalita nepenthes*的末现面(LO), 深度在121.32m。在该分带中, *G. nepenthes*和*Sphaeroidinellopsis kochi*两个属种的末现事件较为常见, 并且其LO年龄争议较小, *G. nepenthes*的年龄为4.2Ma(Berggren等, 1995a), 也基本与ODP 184航次中采用的年龄4.43Ma相当(Wang和Li, 2009); *S. kochi*的LO年龄为4.53Ma(Berggren等, 1995b)。

(2) N20带顶界为*Globorotalia margaritae*的LO, 深度为108.2m, 底界为*G. nepenthes*的LO, 深度在121.32m。该分带中, *G. margaritae*的末现事件较为常见, *G. margaritae*的LO年龄为3.58Ma(Berggren等, 1995a)。

(3) N21带顶界为*G. truncatulinoides*的初现面(FO), 深度在66.4m, 底界为*Globorotalia margaritae*的LO, 深度为108.2m。在该分带中, *G. truncatulinoides*的初现事件, *Dentoglobigerina altispira*、*Sphaeroidinellopsis seminulina*和*G. margaritae*三个属种的末现事件较为常见, *G. truncatulinoides*的FO年龄为2.0Ma; *D. altispira*、*S. seminulina*和*G. margaritae*的LO年龄分别为3.09、3.12和3.58Ma(Berggren等, 1995a)。

(4) N22带底界为*G. truncatulinoides*的FO, 深度在66.4m。在该分带中, *G. ruber pink*和*Globorotalia tosaensis*的末现事件, *G. ruber pink acme*的初现事件较为常见, *G. ruber pink*的LO年龄为0.12Ma(Thompson等, 1979); *G. ruber pink acme*的FO年龄为0.4Ma(Li等, 2005); *G. tosaensis*的LO年龄为0.61Ma(Berggren等, 1995a)。

由于296岩芯沉积速率小、时间分辨率较低, 无法通过底栖有孔虫氧同位素曲线与全球大洋底栖有孔虫氧同位素合成曲线(LR04)(Lisiecki和Raymo, 2005)进行对比来建立精细的年龄框架。因此, 本研究中年龄模式借助浮游有孔虫生物地层事件建立。在岩芯深度156.5m以内, 共识别出9个浮游有孔虫生物地层事件, 各生物地层事件的年龄见表1(Thompson等, 1979; Berggren等, 1995a, 1995b)。依据9个年龄控制点, 通过线性内插和外推法建立296岩芯156.5m段的年龄模式(图3)。据该年龄模式得知, 该岩芯上部156.5m段保存了5.04Ma以来的沉积记录。5Ma以来的平均沉积速率

图 2 DSDP 296岩芯中上新世-更新世生物地层分带及其深度和生物事件

浮游有孔虫属名缩写: O., Orbulina; Ss., Sphaeroidinellopsis; Gs., Globigerinoides; Gg., Globigerina; Gr., Globorotalia; Pu., Pulleniatina; D., Dentoglobigerina; Gq., Globoquadrina; Ga., Globigerinita; B., Beella; Ta., Turborotalia; N., Neoglobobadrina; T., Tenuitella; Sa., Sphaeroidinella; Ge., Globigerinella; C., Candeina. 分带方案参照Blow(1969)、Kennett和Srinivasan(1983)、Berggren等(1995a, 1995b)

约为 3.24cm ka^{-1} .

4.2 浮游有孔虫群落特征

296岩芯中上新世以来浮游有孔虫属种和数量丰富, 基于Kennett和Srinivasan(1983)的分类方案, 在188个样品中, 这些属种组合得到了很好的保存, 共鉴定出

浮游有孔虫属种57种, 其中, 现生种31种, 灭绝种26种, 至少在一个样品中百分含量占10%以上的优势种共有8种, 依次为G. ruber、G. sacculifer、N. pachyderma (dex)、G. nepenthes、G. glutinata、G. inflata、G. crassaformis和G. conomiozea. 至少在一个样品中百分含量占5~10%的常见种共有10种, 依次为G. bul-

图 3 DSDP 31-296岩芯年龄模式

表 1 DSDP296岩芯浮游有孔虫事件的年龄^{a)}

浮游有孔虫事件	深度(m)	年龄(Ma)
LO pink <i>Globigerinoides ruber</i>	4.23	0.12(Thompson等, 1979)
FO pink <i>Globigerinoides ruber</i> acme	14.00	0.40(Li等, 2005)
LO <i>Globorotalia tosaensis</i>	17.50	0.61(Berggren等, 1995a)
FO <i>Globorotalia truncatulinoides</i>	66.40	2.00(Berggren等, 1995a)
LO <i>Dentoglobigerina altispira</i>	93.84	3.09(Berggren等, 1995a)
LO <i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i>	94.55	3.12(Berggren等, 1995a)
LO <i>Globorotalia margaritae</i>	108.02	3.58(Berggren等, 1995a)
LO <i>Globigerina nepenthes</i>	121.32	4.20(Berggren等, 1995a)
LO <i>Sphaeroidinellopsis kochi</i>	132.20	4.53(Berggren等, 1995b)

a) FO, 初现面; LO, 末现面

loides、*G. falconensis*、*O. universa*、*S. dehiscens*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*、*G. menardii*、*G. tumida*、*S. seminulina*和*G. obliquus*。其余百分含量在5%以下习见种共计39种(图4)。

296岩芯中浮游有孔虫的丰度变化较大,大多数层位的绝对丰度在300~750枚/g。丰度最高的层位,每克干样中个体数可高达2000枚以上,而丰度最低的层位仅有30枚/g。整个岩芯段中,5~4.7Ma间浮游有孔虫丰度较高,且在4.87Ma左右达到峰值;4.7~3.5Ma浮游有孔虫丰度极低,可能与该时期频繁的火山活动有关;3.5~3.0Ma期间,浮游有孔虫个体数逐渐增多,丰度从150枚/g逐渐增加到2000枚/g;3.0Ma之后,浮游有孔虫丰度缓慢降低,于2.5Ma左右达到400~500枚/g,并趋于稳定。浮游有孔虫属种数变化较小,大多数层位属种数在20~24种。其中,分异度较高的层位浮游有孔虫属种高达30种,分异度较低的层位仅有13种。5~3.5Ma,浮游有孔虫属种数在24~26种;3.5Ma以来,浮游有孔虫属种数降低至20~24种(图4)。

浮游有孔虫是全球海洋中广泛分布的一类钙质微体生物,其群落组成和结构主要受温度、盐度、营养盐等多种因素的影响。因此,浮游有孔虫组合特征的变化可以反映上层海洋温、盐和生产力等环境因子的演化,是进行海洋古环境重建的重要依据。根据已描述的属种生态特征,把296岩芯中的主要浮游有孔虫属种分为混合层种、温跃层种、深水种三个生态类群。

混合层种类群主要包括*G. ruber*、*G. conglobatus*、*G. sacculifer*。*G. ruber*是大洋中分布最广、含量最高的暖水种之一,其在45°N~45°S广泛分布,该属种在亚热带的百分含量最高,热带次之(汪品先等, 1988);该种另一个重要的生态特征是其整个生命周期仅限于海水上部50m的混合层内,其是现生浮游有孔虫属种中生活空间范围最小的类型(Bé, 1977)。*G. conglobatus*通常生活在热带-亚热带透光层深度水体中,但它能够被洋流携带传输到中纬度海区(Schmuker和Schiebel, 2002; Schiebel等, 2004)。*G. sacculifer*是热带-亚热带表层水种(Bé, 1977; Schmuker和Schiebel, 2002),且是广盐性的属种,其盐度耐受范围是24~47‰,温度耐受范围是14~32℃。在寡营养盐的表层水体中,*G. sacculifer*是最占优势的属种之一(Schiebel等, 2004)。

温跃层种类群主要包括*G. calida*、*N. humerosa*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*。*G. calida*一般生活在热

带-温带中营养盐水体中(Conan和Brummer, 2000)。*N. humerosa*主要分布于热带-亚热带海区,其生态群沿纬向会发生变异,逐渐演变为温带形态种*Neogloboquadrina subcretacea*。*N. dutertrei*是世界大洋中广泛分布的热带-亚热带种,该种主要分布在强烈的洋流体系、上升流,以及大陆边缘处等暖水、低盐、高生产力的环境中(Ujiié和Ujiié, 2000),而在大洋中央水团的含量较低。有研究显示,在东海黑潮暖流和台湾暖流区中,*N. dutertrei*的含量高达20~40%(汪品先等, 1988)。*P. obliquiloculata*是世界大洋中重要的喜暖种,其主要分布于热带、亚热带海区,沉积物中最高含量分布于10°N~10°S的赤道流体系,在30°N以南的黑潮影响区,*P. obliquiloculata*具有较高的丰度(Ujiié等, 2003)。

深水种类群主要包括*G. truncatulinoides*、*G. crassaformis*、*G. inflata*、*N. pachyderma*(dex)。*G. inflata*富集于亚极区和亚热带之间的过渡带中,在世界大洋有孔虫分区中,其是过渡带的唯一标志种,该种在北太平洋的富集区(>10%)主要为日本以东30°N~40°N的海域(汪品先等, 1988)。Ujiié和Ujiié(2000)、Ujiié等(2003)指出,*G. inflata*也可以被认为是北太平洋中央水团的标志属种。*N. pachyderma*(dex)主要富集于南北半球极区和亚极区的海域(Bé, 1977)。有研究认为*N. pachyderma*(dex)生活在北极极地锋面以南的过渡海区(Reynolds和Thunell, 1986)。对西北太平洋186个深海岩芯顶部的浮游有孔虫的分析发现,*N. pachyderma*(dex)分布海区的年均表层海水温度范围是15~25℃(Thompson, 1981)。Bé(1977)认为*N. pachyderma*(dex)的最适水温范围是(4.8±4.7)℃(Bé, 1977)。Sautter和Thunell(1991)基于东北太平洋亚热带-亚北极海区沉积物捕获器样品分析结果,认为*N. pachyderma*(dex)生活水温的上限为12℃。

据296岩芯中各主要属种之间的联系和百分含量的变化,5.04Ma以来浮游有孔虫群落的变化可以分为4个阶段(图4):

5.04~3.52Ma: 这一阶段以中新世灭绝种为主,其中,*S. kochi*、*G. extremus*、*G. nepenthes*、*G. margaritae*、*Globovalia exilis*、*Globovalia conomiozea*和*Globigerina woodi*等中新世属种相继灭绝,*G. nepenthes*、*G. conomiozea*和*S. seminulina*为优势属种,平均含量分别为20%、20%和10%。

3.52~2.70Ma: 热带-亚热带混合层暖水种*G. ruber*

图 4 DSDP31-296岩芯浮游有孔虫丰度、种数、主要浮游有孔虫属种百分含量和聚类分析结果

开始出现, 平均含量为3.3%, 并呈现逐渐增多的趋势; *G. conglobatus*开始增多, 平均含量为0.8%. 温跃层种 *G. calida*、*N. humerosa*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*尚未出现; 亚热带-温带深水种 *G. crassaformis*在该时期百分含量达到20%, 成为优势属种; 冷水种 *N. pachyderma*(dex)百分含量逐渐降低.

2.70~2.02Ma: 热带-亚热带混合层暖水种 *G. ruber*和 *G. conglobatus*在这一阶段含量明显增多, 平均含量分别为10.8%和1.3%, 并呈现逐渐增多的趋势; 温跃层种 *G. calida*、*N. humerosa*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*开始出现, 但含量较低, 平均含量分别为0.5%、1.5%、0.3%和0.7%; 亚热带-温带深水种 *G. crassaformis*含量逐渐降低; 亚极区和亚热带过渡水种 *G. inflata*开始出现, 但百分含量较低.

2.02~0Ma: 热带-亚热带混合层暖水种 *G. ruber*含量降低, *G. conglobatus*百分含量较稳定; 温跃层种 *G. calida*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*在这一阶段含量明显增多, 平均含量分别为1.1%、2.0%和3.0%, 并呈现逐渐增多的趋势. 亚热带-温带深水种 *G. crassaformis*含量降低至较低值; 亚极区和亚热带过渡水种 *G. inflata*含量逐渐升高至30%, 成为优势属种.

5 讨论

5.1 浮游有孔虫组合的环境指示意义

为获取296岩芯中浮游有孔虫群落变化的环境指示意义, 利用C2软件(Juggins, 2003)对至少2个层位中百分含量超过2%的属种进行主成分分析(PCA)分析. 得到的主成分1和主成分2的贡献率分别为33%和15%; 结果显示, 热带-亚热带暖水种 *G. ruber*、*P. obliquiloculata*、*G. conglobatus*、*G. calida*、*N. humerosa*等与主成分1呈现很强的负相关性, 而典型的冷水种 *N. pachyderma*(sin)与主成分1呈现较强的正相关性, 表明主成分1的载荷代表了海水温度的变化, 负值指示温度偏高, 而偏正的载荷值则指示海水温度偏低(图5).

太平洋西边界副热带环流(黑潮)对西太平洋海区的海洋水文条件有着深刻的影响. 黑潮起源于贫瘠的开阔大洋, 具有高温、高盐和寡营养的特征, 它能够把大量的热量从低纬度输送到中纬度地区(Lin等, 2006). 尽管在38.1°N/140°E附近海域, 由于西南向流动的亚北极亲潮流(Oyashio)汇入, 黑潮续流区的温度在

一定程度上受黑潮与亲潮相互作用的影响, 但研究区位于黑潮穿过吐噶喇海峡后的主流轴区域, 其现代海洋水文特征主要受黑潮强弱、路径变化的控制.

296岩芯记录显示, 热带-亚热带暖水种 *G. ruber*约在3.52Ma开始出现, 且其含量呈现逐渐增多的趋势. 现有记录表明 *G. ruber*的地层分布介于中中新世晚期N15带至现代(Kennett和Srinivasan, 1983), 所以296岩芯中 *G. ruber*在3.52Ma开始出现是受到该海区环境变化的影响, 可以排除其演化的阶段性. 同时, 另一暖水种 *G. conglobatus*的含量也逐渐增加, 而温跃层种 *G. calida*、*N. humerosa*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*尚未出现(图4、6). 这两个典型混合层暖水种的出现和数量的逐渐增加指示了研究区表层海水温度的逐步升高. 同时, 主成分1的得分在3.52~2.7Ma呈逐渐降低的趋势(图6), 进一步指示了区域海水温度的逐步升高. 这可能是由于该时期黑潮从印太暖池携带了大量暖水到达日本沿岸, 从而将大量的热量从低纬度热带太平洋输送到中纬度地区. 因此, 296岩芯中3.52Ma之后浮游有孔虫群落组合特征的这一变化可能指示了现代黑潮流影响到日本东南岸外. 此外, 黑潮起源于贫瘠的开阔大洋, 除高温、高盐特征外, 寡营养也是其水体的一个显著特点(Lin等, 2006). 对冲绳海槽中部沉积物记录的营养盐条件的研究发现, 在5.3~3.5Ma期间, 现代冲绳海槽地区处于富营养盐条件, 而3.5Ma以后变为贫营养盐条件, 可能指示了3.5Ma之后, 黑潮影响到了现代冲绳海槽地区(Imai等, 2013), 这一时间节点与296岩芯的记录相当一致. 由此推论, 现代黑潮可能于上新世3.52Ma左右影响到研究区域.

从2.7Ma开始, 温跃层种 *G. calida*、*N. humerosa*、*N. dutertrei*和 *P. obliquiloculata*开始出现, 到2.02Ma, *G. calida*、*N. dutertrei*和 *P. obliquiloculata*含量依旧较低, 而 *N. humerosa*的含量呈逐渐增多的趋势; 同时, 混合层暖水种 *G. ruber*在这一时期含量进一步增多, 且成为优势属种, *G. conglobatus*的含量也进一步增多(图4、6), 这表明研究区表层海水温度的进一步升高, 且逐渐影响到温跃层水体. 同时, 主成分1的得分系数在2.7~2.02Ma呈逐渐降低的趋势(图6), 指示了区域海水温度的再次升高. 因此, 296岩芯中浮游有孔虫群落的这些变化特征可能指示了黑潮的逐步增强. 已有研究显示, 热带腹足类种 *Janthina*(*Hartungia*)在2.6~2.5Ma期间大量出现在日本九州岛沿岸, 表明上新世晚期日

图5 DSDP31-296岩芯中浮游有孔虫主成分分析图

主成分1的贡献率为0.33; 主成分2的贡献率为0.15. 主成分1的载荷值偏负指示海水温度偏暖, 载荷值偏正指示海水温度偏冷

本西南部太平洋沿岸出现过较强的暖流(Tomida和Kittao, 2002; Tomida等, 2013). 同时, 另一印度-太平洋腹足类种*Makiyamaia subdeclivis*曾于上新世初随洋流迁移至琉球群岛, 之后在3.0Ma左右到达日本西南太平洋沿岸, 表明黑潮在这段时间内到达了日本西南部(Shuto, 1990). 此外, 印度-太平洋底栖有孔虫种*Pseudorotalia indopacifica*、*Asterorotalia gaimardii*和*Heterolepa margaritifera*在3.25~2.75Ma左右到达32°N~35°N, 表明黑潮在晚上新世到达了现在的纬度(Gallagher等, 2009). 这些记录与296岩芯记录的2.7Ma左右黑潮的增强基本一致.

从2.02Ma开始, 温跃层种*G. calida*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*含量的进一步增加, 指示温跃层海水温度又一次升高. 同时, 主成分1的得分系数在2.02Ma降低幅度较大, 且随后呈逐渐降低的趋势(图6), 指示了区域海水温度进一步升高. 此外, 珊瑚礁是热带-亚

热带海区的典型物种, 其对温度条件的变化极其敏感, 现代黑潮能将珊瑚幼虫从热带携带至日本南部, 使得西北太平洋中纬度海区发育有珊瑚礁(Yamamoto等, 2006). Iryu等(2006)的研究发现, 在1.4~2.0Ma期间冲绳岛出现大量的珊瑚礁碳酸盐相岩沉积, 表明古黑潮的活动将珊瑚礁扩展到30°N左右区域. 琉球群岛珊瑚礁出现的这一时间与296岩芯中浮游有孔虫群落的记录相当一致, 这为黑潮在2.02Ma之后的进一步增强提供了有力的证据.

5.2 黑潮演变过程与低纬太平洋的联系

从热带西太平洋现代海洋过程来看, 黑潮源区东接北赤道流、南邻西太平洋暖池, 北赤道流和暖池的变化都直接影响黑潮源区的水文条件. 而与北太平洋副热带高压变化密切相关的东北信风驱动着北赤道流自东向西流动(Yamagata等, 1985; Yasuda等, 1985). 在正

图6 DSDP 296岩芯中浮游有孔虫典型属种百分含量及主成分1得分

常情况下, 信风的驱动作用导致热带西太平洋的温跃层较热带东太平洋深。当El Niño发生时, 信风和北赤道流的强度减弱, 热带西太平洋温跃层变浅, 黑潮流速和流量减小(Yamagata等, 1985; Yasuda等, 1985; 袁耀初等, 2001)。反之, 当La Niña现象发生时, 信风和北赤道流的强度增强, 热带西太平洋温跃层变深(Andreasen和Ravelo, 1997), 黑潮流速和流量增大。可见现代黑潮的变化与热带太平洋的海洋大气过程密切相关。同时已有研究表明, 上新世以来, 太平洋海盆尺度的构造边界、水文条件都发生了显著变化(如印度尼西亚和中美洲水道关闭、西太平洋暖池形成、上新世早期热带太平洋永久El Niño-like态等), 因此研究区的水文环境演变很可能与低纬太平洋的这些变化密切相关。

DSDP 292岩芯和ODP 806岩芯分别位于西太平洋暖池边缘和暖池核心区, 对比5Ma以来DSDP 296与DSDP 292和ODP 806岩芯(Sato等, 2008; Chaisson和Ravelo, 2000; Wara等, 2005)中典型混合层和温跃层浮游有孔虫种的变化(图7)可以发现, 暖池核心区ODP 806岩芯中, 温跃层种*P. obliquiloculata*和*N. dutertrei*在4.4Ma左右含量较高, 而暖池边缘DSDP 292岩芯中*P.*

*obliquiloculata*在对应时期刚开始出现且含量极低, *N. dutertrei*尚未出现。相较于前两者, 黑潮主流区DSDP 296岩芯记录的浮游有孔虫群落特征明显不同, 该时期混合层暖水种*G. ruber*、温跃层种*P. obliquiloculata*和*N. dutertrei*均未出现。这一现象表明在4.4Ma之前现代暖池核心区海水温度较高, 现代暖池边缘区海水温度仍较低; 而从4.4Ma左右开始现代暖池边缘区海水温度逐渐升高, 而296岩芯所在的中纬度黑潮主流区海水温度仍然较低。暖池边缘DSDP 292岩芯与暖池核心区ODP 806岩芯的这一差异可能指示了初始暖池于4.4Ma开始向北扩张。Chaisson和Ravelo(2000)通过对比东-西赤道太平洋ODP 847和ODP 806孔中浮游有孔虫群落以及*G. sacculifer*、*N. dutertrei*的 $\delta^{18}\text{O}$ 差值发现, 东西赤道太平洋现代代表层温度梯度形成于4.5~4.0Ma。赤道东太平洋ODP 847和ODP 851岩芯中*G. sacculifer*和*G. tumida*的 $\delta^{18}\text{O}$ 差值(Chaisson和Ravelo, 2000; Wara等, 2005), 指示了距今4.3Ma左右东赤道太平洋温跃层变浅且温度降低(Ravelo等, 2006)。ODP 1143和ODP 1146孔浮游有孔虫深层水种组合的百分含量在10Ma以后减少反映了上层水体温跃层变浅, 指示了在晚中新世早期赤道太平洋暖流的加强和现代暖池经历的初

步形成(Li等, 2004). 据现有认识表明, 现代暖池的演变与太平洋海盆尺度的构造边界变化密切相关. Coates等(2004)提出巴拿马海峡在晚中新世的迅速抬升导致中美洲海道开始关闭. 分布在太平洋和加勒比海的大量DSDP和ODP钻孔记录表明, 中美洲海道大约在4.6~3.6Ma(Haug和Tiedemann, 1998)基本关闭. 这一构造事件的发生时间与DSDP 296、DSDP 292、ODP 806等岩芯记录一致, 可能是初始暖池于4.4Ma开始向北扩张的主导因素.

黑潮源区DSDP 292岩芯的记录显示, 3.6Ma开始混合层暖水种*G. ruber*的百分含量从5%左右迅速增加到30%, 并成为优势属种, 之后该属种的含量基本稳定(Sato等, 2008); 而中纬度黑潮主轴区的296岩芯则记录了*G. ruber*在3.52Ma左右刚开始出现, 且含量较低之后呈现渐增多的趋势. 同时, DSDP 292岩芯温跃层种*P. obliquiloculata*和*N. dutertrei*在3.6Ma开始出现, 但296岩芯中*P. obliquiloculata*和*N. dutertrei*尚未出现(图7). 这些记录表明3.6Ma左右现代暖池边缘区表层海水温度已接近暖池核心区, 温跃层海水温度开始升高; 而随着现代黑潮的出现, 其下游中纬度主流区表层海水温度也开始升高, 但并未影响到温跃层海水温度. Jian等(2006)基于南海ODP 1143和ODP 1146孔浮游有孔虫深层水种的相对丰度变化, 发现在4~3.2Ma南海南北温跃层梯度增加; Sato等(2008)通过对比西太平洋ODP 806和DSDP 292岩芯的记录后提出西太平洋暖池在3.6Ma左右基本完成了扩张. 西太平洋暖池形成在3.6Ma的这一变化与296岩芯记录的黑潮开始影响至西北太平洋的时间基本一致, 可见黑潮对西北太平洋的影响与西太平洋暖池的形成和演变有密切关系. 此外, Cane和Molnar(2001)推测新几内亚在4~3Ma期间从3°S向北移动至2°N. 3.5Ma之前, 中、西热带印度洋海水表层温度(SST)一致、且稳定, 而3.3Ma之后, ODP 763站SST明显降低, Karas等(2011)将SST的降低归因于Leeuwin流和印尼穿越流(ITF)强度的减弱, 指示了印尼海道受限. Haug和Tiedemann(1998)推测, 巴拿马海道在3.6~3.1Ma期间彻底关闭. 印度尼西亚和中美洲水道的关闭改变了太平洋表层环流系统, 东北信风驱动着太平洋表层暖水自东向西流动, 驱动北赤道流和西太平洋暖池出现变化, 由于黑潮起源于北赤道流, 且与西太平洋暖池的变化密切相关, 所以

黑潮在3.52Ma开始影响西北太平洋可能与印度尼西亚和中美洲水道的关闭有关.

2.7Ma左右黑潮源区292岩芯中温跃层种*P. obliquiloculata*和*N. dutertrei*含量逐渐升高, 296岩芯中混合层暖水种*G. ruber*的百分含量逐渐成为优势属种, 指示现代研究区混合层海水温度进一步升高, 温跃层种*P. obliquiloculata*和*N. dutertrei*开始出现, 指示研究区温跃层海水温度开始升高(图7). 而Venti和Billups(2013)对黑潮续流区ODP 1208站 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(G. ruber-benthic)}$ 研究发现, 在2.75Ma, $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 减小0.3‰, 指示表层水升温1.5℃, 黑潮续流区海表温度上升. 黑潮延伸体区域这一变化与296岩芯记录的表层水温升高相一致, 进一步指示了2.7Ma开始黑潮逐步增强.

6 结论

DSDP 296岩芯中浮游有孔虫属种组合的变化记录了上新世以来西北太平洋黑潮主流轴海域环境变化的三个阶段. 3.5~2.7Ma, 混合层暖水种*G. ruber*开始出现, 并且其含量呈现逐渐增多的趋势, 暖水种*G. conglobatus*的含量也呈现逐渐增多的趋势, 指示了研究区表层海水温度逐渐升高. 2.7~2.02Ma, 温跃层种*G. calida*、*N. humerosa*、*N. dutertrei*和*P. obliquiloculata*开始出现, 到2.0Ma, *G. calida*、*N. dutertrei*和*P. obliquiloculata*含量依旧较低, 但*N. humerosa*的含量呈逐渐增多的趋势; 而混合层暖水种*G. ruber*在这一时期含成为优势属种, *G. conglobatus*的含量也进一步增多, 表明研究区表层海水温度进一步升高, 且逐渐影响到温跃层水体. 2.0Ma至今, 温跃层种*G. calida*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*的含量进一步增多, 表明温跃层海水温度逐渐升高. 上述浮游有孔虫群落组合特征的演变指示大约3.5Ma左右现代黑潮开始影响西北太平洋, 2.7Ma左右黑潮的强度增加, 之后在2.0Ma左右又进一步加强. 中美洲水道在4.5~4.2Ma开始受限, 以及之后中美洲水道(3.6~3.1Ma)和印度尼西亚水道(3.3Ma)的彻底关闭, 可能导致现代西太平洋暖池在4.4~3.6Ma期间扩张, 低纬太平洋的这一变化可能驱动了上述黑潮的演变过程. 现代黑潮在3.5Ma开始影响西北太平洋及其后的逐步增强可能与印度尼西亚水道关闭和中美洲水道的受限和关闭以及西太平洋暖池的发展有密切联系.

图 7 DSDP 296和其他参考岩芯站位及DSDP 296、ODP 806和DSDP 292岩芯中典型暖水种百分含量对比

(a)太平洋表层温度分布及DSDP 296和其他参考岩芯站位, 底图根据2013年世界海洋图集绘制(<https://odv.awi.de/data/ocean/world-ocean-atlas-2013/>). (b)DSDP 296、ODP 806和DSDP 292岩芯中典型混合层暖水种、温跃层种百分含量对比; DSDP 296、ODP 806据Chaisson和Ravelo (2000)、Wara等(2005), DSDP 292据Sato等(2008)

致谢 感谢国际大洋发现计划(IODP)高知岩芯中心(KCC)在样品获取方面提供的支持. 感谢中国科学院南京地质与古生物研究所李保华研究员对浮游有孔虫鉴定提供的指导与帮助. 感谢两位审稿人提出的宝贵修改意见.

参考文献

- 汪品先, 章纪军, 赵泉鸿. 1988. 东海底质中的有孔虫和介形虫. 北京: 海洋出版社. 1-51
- 袁耀初, 刘勇刚, 苏纪兰. 2001. 1997~1998年El Niño至La Niña期间

- 东海黑潮的变异. *地球物理学报*, 44: 199–210
- Andreasen D J, Ravelo A C. 1997. Tropical Pacific Ocean thermocline depth reconstructions for the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 12: 395–413
- Bé A. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramssy A T S, ed. *Oceanic Micropaleontology*. London: Academic Press. 100
- Berggren W A, Kent D V, Swisher C C, Aubry M. 1995a. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren W A, Kent D V, Aubry M P, Hardenbol J, eds. *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEMP Special Publication, 54: 129–212
- Berggren W A, Hilgen F J, Langereis C G, Kent D V, Obradovich J D, Raffi I, Raymo M E, Shackleton N J. 1995b. Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. *Geol Soc Am Bull*, 107: 1272–1287
- Blow W H. 1969. Late Middle Miocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Leiden: Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils. 199–422
- Cane M A, Molnar P. 2001. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3–4 million years ago. *Nature*, 411: 157–162
- Chaisson W P, Ravelo A C. 2000. Pliocene development of the east-west hydrographic gradient in the equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 15: 497–505
- Chamot-Rooke N, Renard V, Le Pichon X. 1987. Magnetic anomalies in the Shikoku Basin: A new interpretation. *Earth Planet Sci Lett*, 83: 214–228
- Coates A G, Collins L S, Aubry M P, Berggren W A. 2004. The Geology of the Darien, Panama, and the late Miocene-Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America. *Geol Soc Am Bull*, 116: 1327–1344
- Conan S M H, Brummer G J A. 2000. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin Margin. *Deep Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 47: 2207–2227
- DeMenocal P B. 2004. African climate change and faunal evolution during the Pliocene-Pleistocene. *Earth Planet Sci Lett*, 220: 3–24
- Dowsett H J, Robinson M M, Haywood A M, Hill D J, Dolan A M, Stoll D K, Chan W L, Abe-Ouchi A, Chandler M A, Rosenbloom N A, Otto-Bliesner B L, Bragg F J, Lunt D J, Foley K M, Riesselman C R. 2012. Assessing confidence in Pliocene sea surface temperatures to evaluate predictive models. *Nat Clim Change*, 2: 365–371
- Gallagher S J, Wallace M W, Li C L, Kinna B, Bye J T, Akimoto K, Torii M. 2009. Neogene history of the West Pacific Warm Pool, Kuroshio and Leeuwin currents. *Paleoceanography*, 24: PA1206
- Gallagher S J, Kitamura A, Iryu Y, Itaki T, Koizumi I, Hoiles P W. 2015. The Pliocene to recent history of the Kuroshio and Tsushima Currents: A multi-proxy approach. *Prog Earth Planet Sci*, 2: 17
- Haug G H, Tiedemann R. 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393: 673–676
- Haug G H, Tiedemann R, Zahn R, Ravelo A C. 2001. Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. *Geology*, 29: 207–210
- Haywood A M, Ridgwell A, Lunt D J, Hill D J, Pound M J, Dowsett H J, Dolan A M, Francis J E, Williams M. 2011. Are there pre-Quaternary geological analogues for a future greenhouse warming? *Proc R Soc A*, 369: 933–956
- Hotta D, Nakamura H. 2011. On the significance of the sensible heat supply from the ocean in the maintenance of the mean baroclinicity along storm tracks. *J Clim*, 24: 3377–3401
- Ijiri A, Wang L, Oba T, Kawahata H, Huang C Y, Huang C Y. 2005. Paleoenvironmental changes in the northern area of the east china sea during the past 42000 years. *Paleogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 219: 239–261
- Imai R, Sato T, Iryu Y. 2013. Chronological and paleoceanographic constraints of Miocene to Pliocene ‘mud sea’ in the Ryukyu Islands (southwestern Japan) based on calcareous nannofossil assemblages. *Island Arc*, 22: 522–537
- Iryu Y, Matsuda H, Machiyama H, Piller W E, Quinn T M, Mutti M. 2006. Introductory perspective on the COREF project. *Isl Arc*, 15: 393–406
- Ishizuka O, Taylor R N, Yuasa M, Ohara Y. 2011. Making and breaking an island arc: A new perspective from the Oligocene Kyushu-Palau arc, Philippine Sea. *Geochem Geophys Geosyst*, 12: Q05005
- Jian Z, Wang P, Saito Y, Wang J, Pflaumann U, Oba T, Cheng X. 2000. Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 184: 305–319
- Jian Z, Yu Y, Li B, Wang J, Zhang X, Zhou Z. 2006. Phased evolution of the south-north hydrographic gradient in the South China Sea since the middle Miocene. *Paleogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 230: 251–263
- Juggins S. 2003. C2 User Guide: Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation. Newcastle upon Tyne: Univ of Newcastle
- Karas C, Nürnberg D, Tiedemann R, Garbe-Schönberg D. 2011. Pliocene Indonesian throughflow and leewind current dynamics: Implications for Indian Ocean polar heat flux. *Paleoceanography*, 26: PA2217
- Karig D E. 1971. Structural history of the Mariana Island arc system.

- Geol Soc Am Bull, 82: 323
- Keller G. 1979. Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the northwest Pacific DSDP site 296. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 27: 129–154
- Kennett J P, Srinivasan M S. 1983. Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenetic Atlas. Stroudsburg: Hutchinson Ross Publishing Company. 1–263
- Lebedev K V, Yaremchuk M, Mitsudera H, Nakano I, Yuan G. 2003. Monitoring the Kuroshio extension with dynamically constrained synthesis of the acoustic tomography, satellite altimeter and *in situ* data. *J Oceanography*, 59: 751–763
- Li B H, Jian Z M, Wang P X. 1997. *Pulleniatina obliquiloculata* as a paleoceanographic indicator in the southern Okinawa trough during the last 20000 years. *Mar Micropaleontol*, 32: 59–69
- Li B, Wang J, Huang B, Li Q, Jian Z, Zhao Q, Su X, Wang P. 2004. South China Sea surface water evolution over the last 12 Myr: A south-north comparison from Ocean Drilling Program Sites 1143 and 1146. *Paleoceanography*, 19: PA1009
- Li B, Jian Z, Li Q, Tian J, Wang P. 2005. Paleoceanography of the South China Sea since the middle Miocene: Evidence from planktonic foraminifera. *Mar Micropaleontol*, 54: 49–62
- Lin Y S, Wei K Y, Lin I T, Yu P S, Chiang H W, Chen C Y, Shen C C, Mii H S, Chen Y G. 2006. The Holocene Pulleniatina Minimum Event revisited: Geochemical and faunal evidence from the Okinawa Trough and upper reaches of the Kuroshio current. *Mar Micropaleontol*, 59: 153–170
- Lisiecki L E, Raymo M E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: PA1003
- Locarnini R A, Mishonov A V, Antonov J I, Boyer T P, Garcia H E, Baranova O K, Zweng M M, Johnson D R. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. In: Levitus S, ed. NOAA Atlas NESDIS 68. U.S. Government Printing Office, Washington D C. 184
- Lunt D J, Foster G L, Haywood A M, Stone E J. 2008. Late Pliocene Greenland glaciation controlled by a decline in atmospheric CO_2 levels. *Nature*, 454: 1102–1105
- Luo D, Diao Y, Feldstein S B. 2011. The variability of the Atlantic storm track and the North Atlantic Oscillation: A link between intraseasonal and interannual variability. *J Atmos Sci*, 68: 577–601
- McCreary J P, Yu Z. 1992. Equatorial dynamics in a model. *Prog Oceanogr*, 29: 61–132
- Ogasawara K. 2002. Responses of Japanese Cenozoic molluscs to Pacific gateway events. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 19: 206–214
- Ogawa F, Nakamura H, Nishii K, Miyasaka T, Kuwano-Yoshida A. 2012. Dependence of the climatological axial latitudes of the tropospheric westerlies and storm tracks on the latitude of an extratropical oceanic front. *Geophys Res Lett*, 39: L05804
- Qiu B. 2001. Kuroshio and Oyashio Currents, Encyclopedia of Ocean Sciences. London: Academic Press. 1413–1425
- Ravelo A C, Andreasen D H, Lyle M, Olivarez Lyle A, Wara M W. 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature*, 429: 263–267
- Ravelo A C, Simonne Dekens P, McCarthy M. 2006. Evidence for El Niño-like conditions during the Pliocene. *GSA Today*, 16: 4–11
- Reynolds L A, Thunell R C. 1986. Seasonal production and morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in the Northeast Pacific. *Micropaleontology*, 32: 1
- Salzmann U, Dolan A M, Haywood A M, Chan W L, Voss J, Hill D J, Abe-Ouchi A, Otto-Bliesner B, Bragg F J, Chandler M A, Contoux C, Dowsett H J, Jost A, Kamae Y, Lohmann G, Lunt D J, Pickering S J, Pound M J, Ramstein G, Rosenbloom N A, Sohl L, Stepanek C, Ueda H, Zhang Z. 2013. Challenges in quantifying Pliocene terrestrial warming revealed by data-model discord. *Nat Clim Change*, 3: 969–974
- Sautter L R, Thunell R C. 1991. Seasonal variability in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of planktonic foraminifera from an upwelling environment: Sediment trap results from the San Pedro Basin, Southern California Bight. *Paleoceanography*, 6: 307–334
- Sarnthein M, Bartoli G, Prange M, Schmittner A, Schneider B, Weinelt M, Andersen N, Garbe-Schönberg D. 2009. Mid-Pliocene shifts in ocean overturning circulation and the onset of Quaternary-style climates. *Clim Past*, 5: 269–283
- Sato K, Oda M, Chiyonobu S, Kimoto K, Domitsu H, Ingle J C Jr. 2008. Establishment of the western Pacific warm pool during the Pliocene: Evidence from planktic foraminifera, oxygen isotopes, and Mg/Ca ratios. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 265: 140–147
- Schiebel R, Zeltner A, Treppke U F, Wanick J J, Bollmann J, Rixen T, Hemleben C. 2004. Distribution of diatoms, coccolithophores and planktic foraminifers along a trophic gradient during SW monsoon in the Arabian Sea. *Mar Micropaleontol*, 51: 345–371
- Schmuker B, Schiebel R. 2002. Planktic foraminifers and hydrography of the eastern and northern Caribbean Sea. *Mar Micropaleontol*, 46: 387–403
- Seno T, Maruyama S. 1984. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 102: 53–84
- Shuto T. 1990. Origin of a subtropical fauna in the middle latitude as exemplified by the Kakegawa fauna. *Bull Mar Sci*, 47: 10–22
- 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

- Steph S, Tiedemann R, Prange M, Groeneveld J, Nürnberg D, Reuning L, Schulz M, Haug G H. 2006. Changes in Caribbean surface hydrography during the Pliocene shoaling of the Central American Seaway. *Paleoceanography*, 21: Pa4221
- Sun L, Yang Y J, Fu Y F. 2009. Impacts of typhoons on the Kuroshio large meander: Observation evidences. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2: 45–50
- Thompson P R, Bé A W H, Duplessy J C, Shackleton N J. 1979. Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans. *Nature*, 280: 554–558
- Thompson P R. 1981. Planktonic foraminifera in the western north Pacific during the past 150000 years: Comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 35: 241–279
- Tomida S, Akazaki H, Kawano T. 2013. A janthinid gastropod from late Neogene Miyazaki group of Southwestern Japan, and a status of *Hartungia*. *Bull Mizunami Fossil Museum*, 39: 59–63
- Tomida S, Kitao F. 2002. Occurrence of *Hartungia* (Gastropoda: Janthinidae) from the Tonohama Group, Kochi Prefecture, Japan. *Bull Mizunami Fossil Museum*, 29: 157–160
- Ujiié Y, Ujiié H. 2000. Distribution and oceanographic relationships of modern planktonic foraminifera in the Ryukyu Arc region, North-west Pacific Ocean. *J Foraminiferal Res*, 30: 336–360
- Ujiié Y, Ujiié H, Taira A, Nakamura T, Oguri K. 2003. Spatial and temporal variability of surface water in the Kuroshio source region, Pacific Ocean, over the past 21000 years: Evidence from planktonic foraminifera. *Mar Micropaleontol*, 49: 335–364
- Uyeda S, Ben-Avraham Z. 1972. Origin and development of the Philippine Sea. *Nat Phys Sci*, 240: 176–178
- Venti N L, Billups K. 2013. Surface water hydrography of the Kuroshio Extension during the Pliocene-Pleistocene climate transition. *Mar Micropaleontol*, 101: 106–114
- Wang L, Li T, Zhou T. 2012. Intraseasonal SST variability and air-sea interaction over the Kuroshio Extension region during boreal summer. *J Clim*, 25: 1619–1634
- Wang P, Li Q. 2009. The South China Sea-Paleoceanography and Sedimentology. Dordrecht: Springer Netherlands
- Wara M W, Ravelo A C, Delaney M L. 2005. Permanent El Niño-Like conditions During the Pliocene warm period. *Science*, 309: 758–761
- Wijffels S E, Hall M M, Joyce T, Torres D J, Hacker P, Firing E. 1998. Multiple deep gyres of the western North Pacific: A WOCE section along 149°E. *J Geophys Res*, 103: 12985–13009
- Yamagata T, Shibao Y, Umatani S. 1985. Interannual variability of the Kuroshio Extension and its relation to the Southern Oscillation/El Niño. *J Oceanogr Soc Jpn*, 41: 274–281
- Yamamoto K, Iryu Y, Sato T, Chiyonobu S, Sagae K, Abe E. 2006. Responses of coral reefs to increased amplitude of sea-level changes at the Mid-Pleistocene Climate Transition. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 241: 160–175
- Yasuda I, Yoon J H, Sugimoto N. 1985. Dynamics of the Kuroshio large meander. *J Oceanogr Soc Jpn*, 41: 259–273
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693

(责任编辑: 杨守业)