

陈亮, 殷征欣, 刘紫荆, 等. 西太平洋卡罗琳海域沉积速率: 来自3种测年方法的限定[J]. 海洋学报, 2022, 44(6): 80–88, doi:10.12284/hyxb2022051

Chen Liang, Yin Zhengxin, Liu Zijing, et al. Sedimentation rate obtained by multiple chronological analysis in Caroline area of the western Pacific Ocean[J]. Haiyang Xuebao, 2022, 44(6): 80–88, doi:10.12284/hyxb2022051

# 西太平洋卡罗琳海域沉积速率: 来自3种测年方法的限定

陈亮<sup>1,2</sup>, 殷征欣<sup>1,2\*</sup>, 刘紫荆<sup>1,2</sup>, 唐盟<sup>1,2</sup>

(1. 国家海洋局南海调查技术中心, 广东 广州 510300; 2. 自然资源部海洋环境探测技术与应用重点实验室, 广东 广州 510300)

**摘要:** 为了更好地认识西太平洋暖池区北部卡罗琳海域沉积速率的变化, 利用放射性碳测试 (<sup>14</sup>C)、氧同位素及古地磁方法对采自西太平洋卡罗琳地区一根长 217 cm 的柱状样开展了综合年代学分析。<sup>14</sup>C 数据获取了样品上部 44.3 ka BP 以来的年代数据, 在此基础上利用氧同位素及古地磁相对强度数据建立了该柱 125 cm 至表层的年代框架, 对应为 MIS4 期 (约 8 万年) 以来的沉积。进一步分析发现本柱在 126~127 cm 处存在明显沉积间断, 虽然该处已超出<sup>14</sup>C 测年范围, 但古地磁测试结果表明该柱位于布容正极性时期, 同时古地磁强度与氧同位素的变化关系为沉积间断以下年代数据获取提供了可信的证据, 表明该阶段对应距今 13 万年至 18 万年时期。本柱沉积速率在沉积间断前后均较为一致, 为 1~2 cm/ka。同时对比不同方法获取的沉积速率之间差异后, 发现个别层位可能由于较高的有孔虫破壳率, 导致<sup>14</sup>C 值存在较大偏差。

**关键词:** <sup>14</sup>C; 氧同位素; 古地磁; 沉积速率; 西太平洋

中图分类号: P736.21

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2022)06-0080-09

## 1 引言

大洋沉积物由于连续性好、时间尺度大等优点, 一直是理想的古海洋与古气候研究对象。其中, 又以钙质沉积备受关注, 一个重要原因在于相较于硅质及远洋黏土沉积, 钙质沉积物中的有孔虫能够提供更精确的年代信息<sup>[1]</sup>。虽然目前对钙质沉积物已开展了大量的年代学研究, 但这些研究大多分布在近海及少部分大洋中<sup>[2-4]</sup>, 相对于大洋在地球上的分布面积, 其沉积物年代学研究程度远远落后于陆地及近海。同时, 钙质沉积物占据了大洋面积的近一半, 其沉积速率在不同海域存在较大差异, 即使是相同海域, 由于受洋

流、冰期循环等影响也会产生较大变化, 因此, 获取更多海域沉积速率对完善全球性气候变化研究十分必要, 同时钙质沉积物为生物圈中 CO<sub>2</sub> 被固定保存至海底重要的载体, 开展钙质沉积物沉积速率研究对认识碳循环也具有积极的意义。卡罗琳高地主要由东西向的海山链构成<sup>[5]</sup>, 其位于西太平洋暖池区北部、马里亚纳海沟南部。由于南极底层水流经马里亚纳海沟<sup>[6]</sup>, 该海域保存的碳酸盐沉积为探讨全球变化过程中南极底层水与西太平洋暖池关系提供了条件, 因此该海域是开展古气候研究的良好场所。当前已有不少关于西太平洋年代学研究的报道, 但大多与本研究区相距甚远<sup>[7-9]</sup>, 还未见在该区域开展过精细化年

收稿日期: 2021-06-18; 修订日期: 2021-09-24。

基金项目: 全球变化与海气相互作用专项 (GASI-02-PAC-CJ10); 国家自然科学基金青年科学基金项目 (41706055)。

作者简介: 陈亮 (1981—), 男, 湖北省当阳市人, 博士, 高级工程师, 主要从事海洋沉积环境方面研究。E-mail: randal34@163.com

\* 通信作者: 殷征欣 (1987—), 男, 河南省南阳市人, 博士, 高级工程师, 从事海洋地质方面的研究。E-mail: yinzhengxin777@163.com

代学研究的报道。

年代框架(或沉积速率)的建立为古气候研究的基础,海洋沉积物年代学常用的技术方法主要为各种放射性同位素及稳定同位素测试,以及古地磁、释光等方法。目前,深海沉积物测年技术已取得快速发展,部分年代比较法的分辨率也已达到了千年尺度。然而,由于各种方法本身均存在不同的缺陷,同时,海洋沉积物沉积之后往往会发生各种扰动和后生作用,使得各种测年材料发生不同程度的变化,造成结果偏差,因此对于海洋沉积物年代学研究,必须建立在对各种方法充分了解的基础上,尽量采用多种方法共同验证。本文即采用 $^{14}\text{C}$ 测年、氧同位素对比法及古地磁测试3种方法在卡罗琳海脊开展年代学分析,发挥各方法自身优势,弥补相互之间缺点,对数据相互验

证,获取的沉积速率值不仅可靠性高,分辨率也达到了较高水平,为该区域进一步开展古海洋学研究奠定了基础。

## 2 材料和方法

### 2.1 样品采集

2017年5月,由“海测3301”船采用重力柱状取样器在西太平洋卡罗琳海脊东部获取到一根长217 cm柱状样,取样水深3630 m(图1)。返回实验室后对样品进行了分样,古地磁样品采用边长2 cm无磁性塑料立方盒连续取样,其他样品采集时按照1 cm间距分样。整柱沉积物类型变化不大,主要成分为钙质软泥、含黏土钙质软泥及黏土钙质软泥。

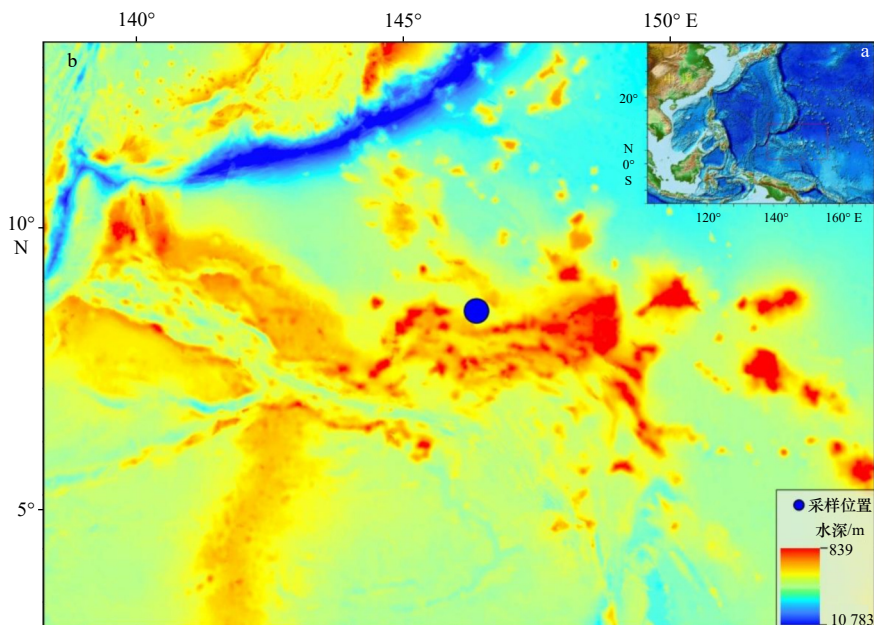


图1 取样位置图

Fig. 1 Sampling location

### 2.2 实验分析

挑选8个层位有孔虫样品开展了放射性碳测年,主要选用抗溶蚀能力强的杜氏新方球虫(*Neogloboquadrina dutertrei*)、斜室普林虫(*Pulleniatina obliquiloculata*)及敏纳圆辐虫(*Globorotalia menardii*)3种浮游有孔虫。挑选后样品的全部化学处理和测试均在迈阿密BETA实验室完成,测试流程严格按照ISO/IEC 17025:2005标准执行,校对软件为CALIB<sup>[10]</sup>,校对曲线为Marine20<sup>[11]</sup>。

按照间距5 cm,共选取42个层位有孔虫样品开展了氧同位素测试,样品挑选后的处理和测试均在迈阿密BETA实验室完成,其中,有8个样品结果由放射性碳测年同步输出,结果校准至国际标准维也纳pee

dee地层剑石标准(VPDB)。

古地磁样品采集后在北京大学采用超导磁力仪(2G-755)进行了退磁分析,退磁步长在0~50 mT间距为5 mT,在50~100 mT间距为10 mT,测试结束后利用DAIE程序<sup>[12]</sup>获取到每个样品的特征剩磁,随后对所有样品采用MFK卡帕桥仪进行了磁化率测试。非磁滞剩磁(ARM)在中国科学院地球环境研究所采用2G-760 U-channel岩石超导磁力仪测试,先使样品在交变磁场峰值为100 mT、直流场为50  $\mu\text{T}$ 环境中获得ARM,随后对ARM进行交变退磁,50 mT之前步长为5 mT,之后以10 mT为步长逐步退到80 mT。随后选取退磁到30 mT时的剩磁强度(NRM)值作为

天然剩磁  $NRM_{30\text{mT}}$ , 利用磁化率值  $k$  及退磁到 30 mT 时的非磁滞剩磁  $ARM_{30\text{mT}}$  值对其进行归一化, 获取两种古地磁相对古强度值 (RPI)。

### 3 结果

#### 3.1 放射性碳测年

AMS<sup>14</sup>C 测试结果显示 8 个样品均获取到了有效的年龄数据 (表 1), 根据获取的校正年龄数据计算该柱沉积速率。计算结果表明, 自 73 cm 至 3 cm 的沉积速率在 1.12~4.34 cm/ka 之间变化, 平均沉积速率为 1.93 cm/ka; 其中 73~63 cm 之间的沉积速率为 2.79 cm/ka, 63~53 cm 之间为 1.92 cm/ka, 53~43 cm 之间为 2.85 cm/ka, 43~33 cm 之间为 1.12 cm/ka, 33~23 cm 之间为 4.34 cm/ka, 23~13 cm 之间为 1.44 cm/ka, 13~3 cm 之间为 1.73 cm/ka。按 AMS<sup>14</sup>C 测试结果平均速率推算整柱年龄为 120.11 ka。

#### 3.2 氧同位素测试

氧同位素测试共获得 41 个有效样品数据, 将获取的氧同位素曲线与标准曲线 LR04 [13] 进行对比

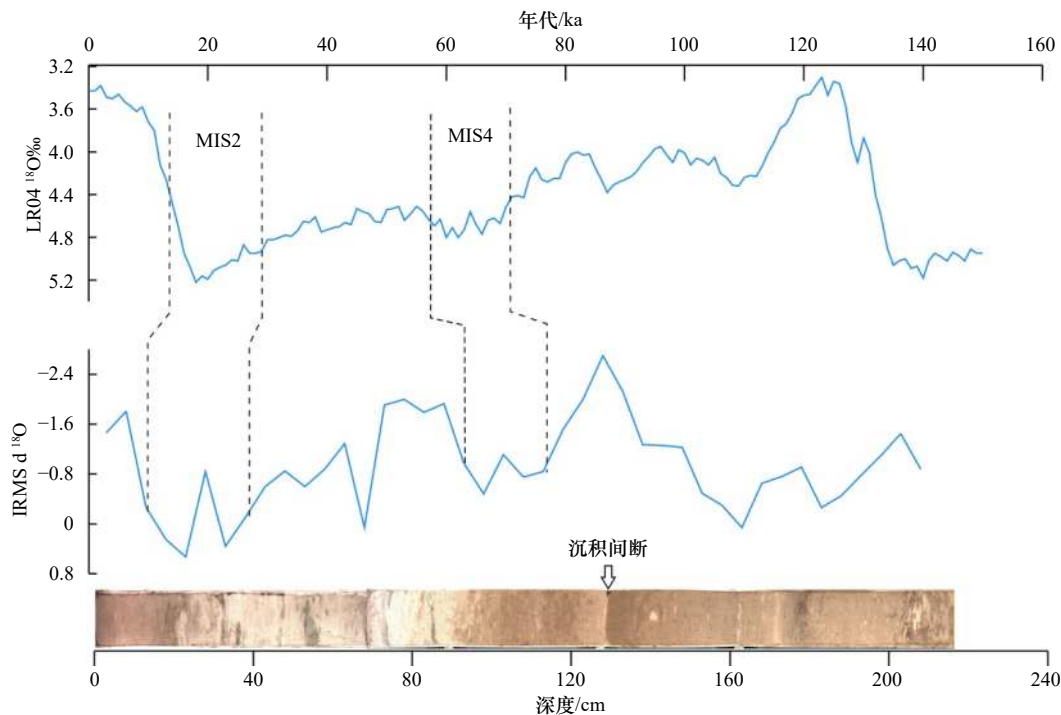


图 2 氧同位素结果与 LR04 对比图

Fig. 2 The distribution of oxygen isotope data compares with LR04

#### 3.3 古地磁测试

本柱样古地磁退磁结果显示 (图 3), 绝大多数样品剩余磁化强度随着交变磁场的增大逐渐降低, 大多样品在 100 mT 时, 剩磁已降为初始值的 10% 以下。

表 1 AMS<sup>14</sup>C 测试及校对结果

Table 1 The testing and calibration result of AMS<sup>14</sup>C

深度/cm	惯用年龄/a BP	惯用年龄误差/a BP	校正年龄值/cal a BP
3	7 090	±30	7 532
13	11 890	±30	13 325
23	17 180	±60	20 248
33	19 070	±70	22 552
43	27 980	±120	31 465
53	31 050	±170	34 973
63	35 460	±250	40 193
73	41 200	±470	43 771

(图 2), 对比过程也考虑放射性碳测年数据, 可以看出, 125 cm 以上氧同位素曲线变化与标准曲线具有较好的一致性, 125 cm 以下其变化趋势与标准曲线相反, 核对分样记录照片, 可以看出本柱在 126~127 cm 位置存在一明显沉积间断, 表明底部年代已无法单靠氧同位素数据获取。

同时, 对该柱古地磁倾角及最大偏差角 (MAD) 作图 (图 4), 可以看出, 该柱 MAD 值均在 7° 以下, 大部分样品小于 4°, 表明退磁效果较好, 获取的特征剩磁参数可靠。

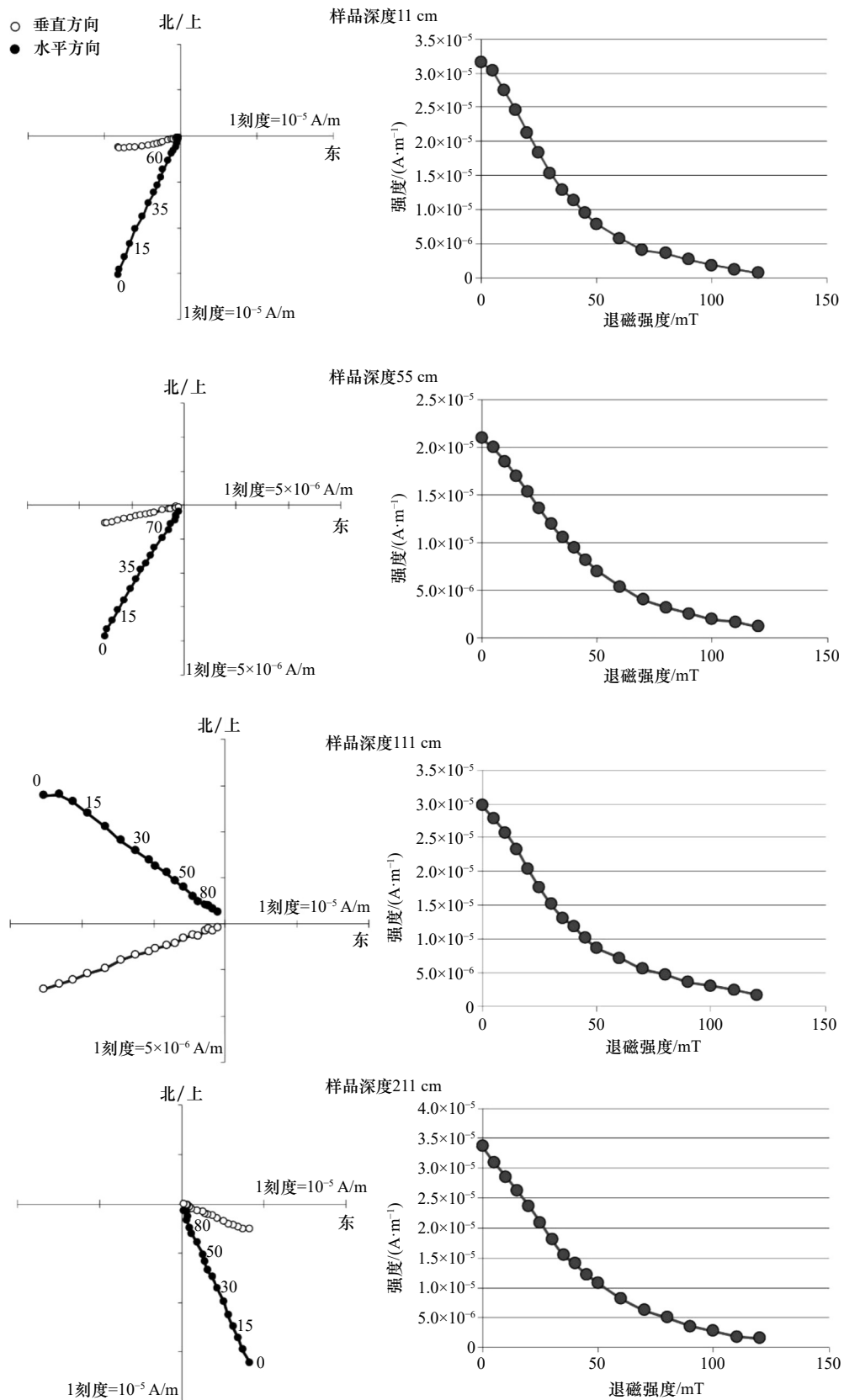


图3 部分样品古地磁退磁曲线图

Fig. 3 The demagnetization curves for some samples

根据国际地磁参考场 (IGRF) 计算结果, 现今 (2000年) 研究区域地磁场倾角约为  $1.7^\circ$ , 偏角为  $3^\circ$ 。

本柱表层由 0 cm 至 60 cm 处, 倾角平均值为  $0.2^\circ$ , 主要在  $-10^\circ$  至  $10^\circ$  之间波动, 60 cm 至底部, 倾角值大多

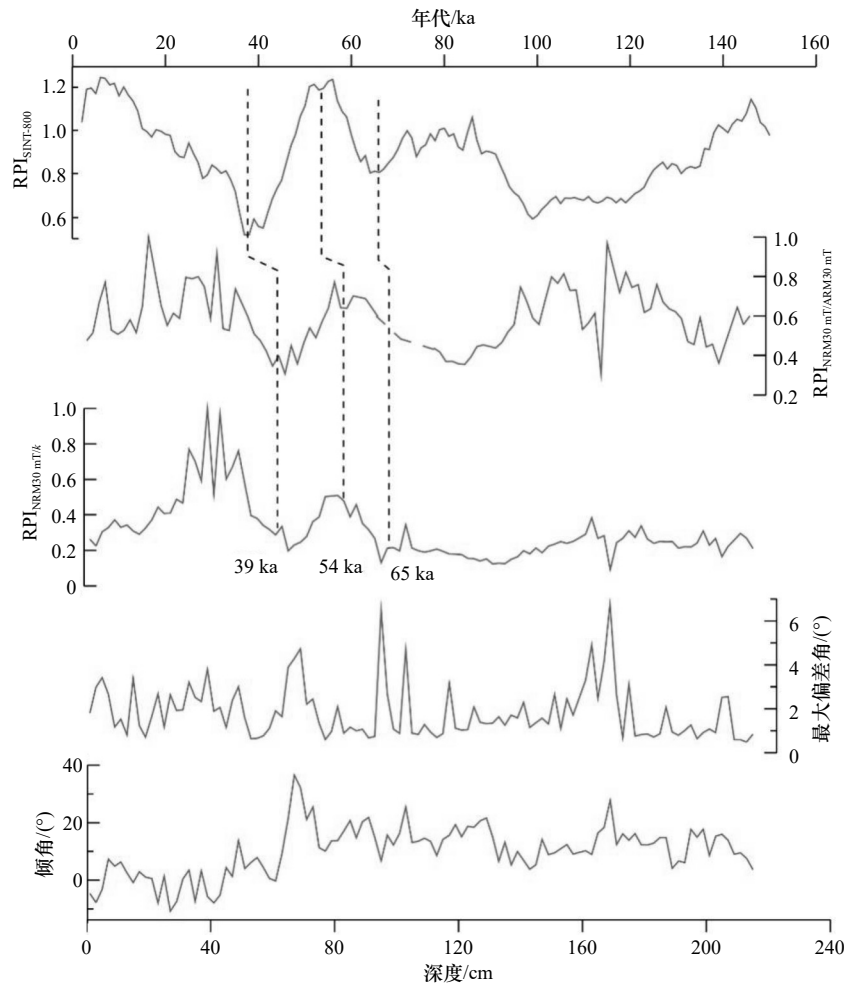


图 4 古地磁倾角最大偏差角(MAD)及相对强度(RPI)变化图

Fig. 4 The variation of magnetic inclination maximum angular deviation (MAD) and relative paleointensity (RPI)

$RPI_{NRM30\text{ mT}/ARM30\text{ mT}}$  曲线中虚线部分(96~110 cm)由于样品原因,未获得 ARM 值,该层位年代值主要通过由  $k$  归一化的 RPI 获取  
The ARM value from 96 cm to 110 cm have not been got for the sample lost, where is dotted in  $RPI_{NRM30\text{ mT}/ARM30\text{ mT}}$  curve, and the age  
in this depth mainly obtained from the  $RPI_{NRM30\text{ mT}/k}$  curve

在  $10^\circ$  上下波动,大于现今值,表明本柱主要形成于布容正极性期(约 78 万年以来的沉积)。

分别选用磁化率值  $k$  及  $ARM_{30\text{ mT}}$  值对  $NRM_{30\text{ mT}}$  数据进行归一化处理,获取相对强度曲线(图 4)。对比可以发现,两种强度曲线在 100 cm 以浅层位具有较好一致性,可信度高,与标准曲线(SINT-800)<sup>[14]</sup> 对比后发现,有 3 个位置可以获得对应的年代数据。由于本柱在 126~127 cm 出现沉积间断,因此无法仅通过古地磁数据对比获取底部年代。

## 4 讨论

第四纪气候变化研究过程中,经历了由最初的通过地貌识别出数次冰期的存在到依据深海氧同位素建立多期次冰期循环的过程<sup>[13]</sup>,这种认识的快速发展,很大程度上得益于深海年代地层学的发展。深海

年代地层学的建立一般基于沉积环境较为稳定的海域,在沉积扰动较大的区域开展年代学研究具有很大的挑战,本柱由于发生了沉积间断,要建立该柱年代框架,首先必须解决沉积间断造成年代记录缺失的问题。

### 4.1 沉积间断以下年代框架的恢复

本柱在 126~127 cm 处出现沉积间断,古地磁及氧同位素曲线与标准曲线均出现相反的趋势,该深度也已超出  $^{14}\text{C}$  测年范围,采用单一方法已无法开展进一步年代学分析,本文尝试采用氧同位素及古地磁相对强度对其进行恢复。

深海氧同位素曲线为常用的海洋沉积物年代地层学方法,其年代对比可扩展至 500 年以上<sup>[13]</sup>,并促进了第四纪冰期间-冰期循环气候模式的建立<sup>[15-16]</sup>。目前,常用的 LR04 对比曲线是通过综合全球多条曲线调谐而来<sup>[13]</sup>,其优势主要在于长时间尺度的年代对

比分析。古地磁测年主要基于地磁极性倒转获取年龄<sup>[17]</sup>,但相对于海洋表层沉积物,古地磁倒转提供的定年层位较少,随着古地磁相对强度变化研究的深入<sup>[18-19]</sup>,为高分辨率古地磁年代地层学的建立提供了机遇,目前全球已逐步建立多条古地磁相对强度对比曲线<sup>[14,20-21]</sup>,推动了古地磁相对强度研究的快速发展。沉积物古地磁强度拓展自岩浆岩剩磁强度研究<sup>[22]</sup>,目前理论依据还在建立中,为了消除磁性矿物本身不一致的影响,根据经验主要采用实验室参数对获得的剩磁进行归一化<sup>[23]</sup>,一定程度上能提供可对比的相对强度变化曲线<sup>[18]</sup>。因此,采用这两种方法来恢复本柱沉积间断以下年代框架,具有较好的运用基础及可信度。

本柱分析结果表明,古地磁倾角数据限定本柱样为布容正极性时期(约78万年)以来的沉积,且相对强度处于高值区,同时氧同位素曲线也显示约130 cm至底部处于冰期阶段。将80万年以来古地磁强度及氧同位素标准曲线对比分析后发现(图5),80万年内RPI高值区处于冰期的仅存在3个阶段(图5中a、b、c位置),进一步分析发现本柱记录的RPI存在多个峰值,3个阶段中仅a阶段标准曲线能与本柱较好对应,b阶段仅一个峰值,c阶段为一主峰一次峰,因此可以认为130 cm至底部对应年代为约13万年至18万年(MIS6期),最终依据古地磁数据,同时参考氧同位素变化,获取了底部4个层位年代值。

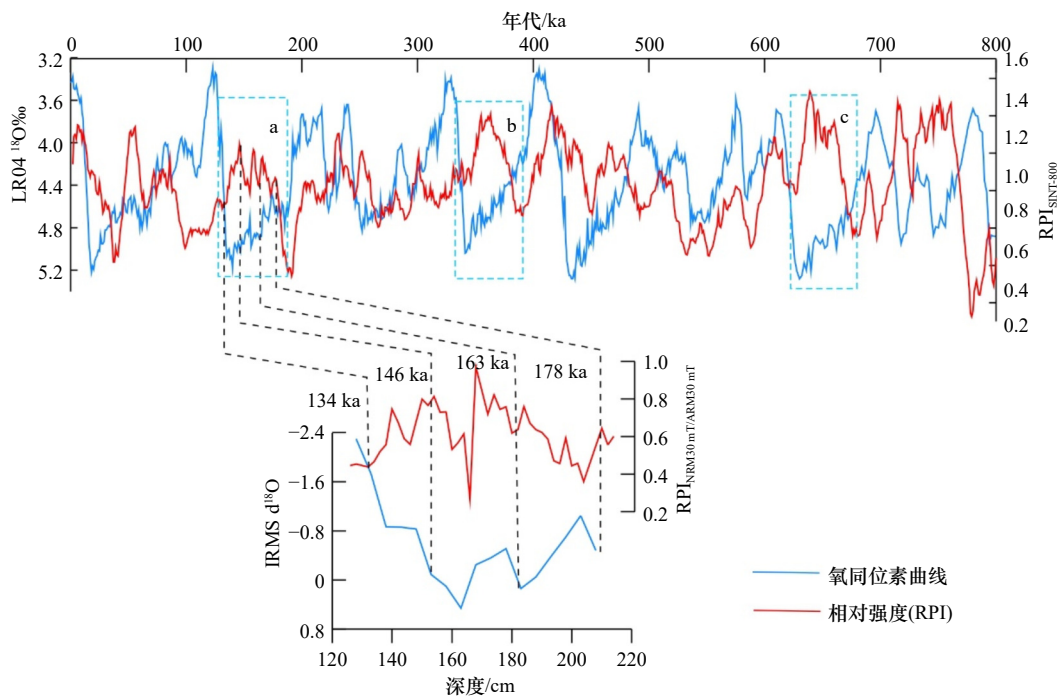


图5 沉积间断以下年代获取对比图

Fig. 5 The comparison for the obtained chronology below the sedimentary hiatus

#### 4.2 沉积间断以上高分辨率沉积速率分析

对于沉积间断以上年代框架,首先对获取的<sup>14</sup>C年代值进行插值,建立了4.4万年以来<sup>14</sup>C年代框架,并进一步获取到各对应阶段沉积速率;然后将氧同位素值与LR04标准曲线对比,获取到125 cm至顶部年代数据,对应为MIS4期以来年代;最后依据古地磁相对强度曲线获得了125 cm以上3个层位年代数据,通过插值建立了65 ka以来年代框架。

将3种方法获取的年代与深度作图(图6a)对比后发现,3种年代数据与深度值均大体呈线性关系,相同层位年代差距不大,其中<sup>14</sup>C年代数据曲线波动最为剧烈。在125 cm之前,古地磁仅获得39 ka、54 ka及65 ka这3个较为准确的年代,在约39 ka(深

度70 cm)处古地磁曲线与<sup>14</sup>C曲线较为接近,表明该层位年代较为准确,氧同位素年代整体较为平稳,波动较小,一定程度也反映了该时期沉积环境的稳定性。

与其他方法相比,<sup>14</sup>C年代波动较大,主要原因可能在于<sup>14</sup>C获取的为绝对年龄,各种因素会带来误差。理论上<sup>14</sup>C为5万年内较为可靠的年代学方法,尤其是随着<sup>14</sup>C树轮年龄校正曲线的建立,误差大为缩小,几千年内的数据经过树轮年龄曲线校正后误差可减少到正负十多年<sup>[24]</sup>,同时全球海洋放射性碳储库校正数据的完善也使得海洋沉积物<sup>14</sup>C年龄可靠性大大提高<sup>[11]</sup>。放射性碳测年中加速器质谱(AMS)技术的建立,为选取特定层位特定种有孔虫测试提供了可能<sup>[24-25]</sup>。虽然理论及常规测试处理已充分保障了有孔虫<sup>14</sup>C结

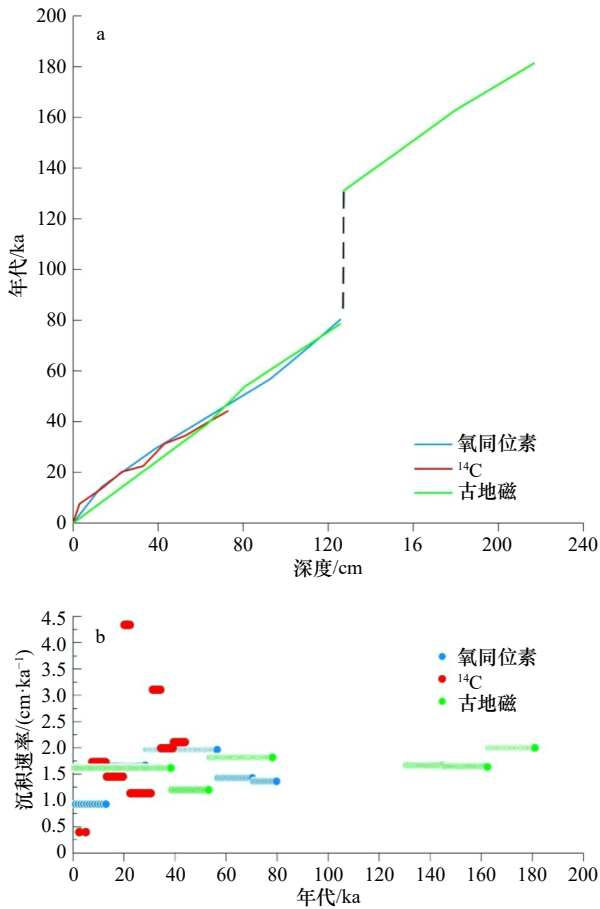


图 6 3 种方法年代(a)及沉积速率(b)对比图

Fig. 6 The distribution of age (a) and sedimentation rate (b) for three dating methods

果的准确性,但在样品获取过程中仍存在诸多因素会导致测试结果的偏差, Mekik<sup>[26]</sup>曾发现在大西洋及西太平洋地区同层位沉积物中共存的有孔虫样品年代偏差分别可达 3 500 年及 1 000 年,且同种有孔虫溶蚀过的往往大于完整壳体的测定年代。Barker 等<sup>[27]</sup>也发现在沉积速率为 3 cm/ka 时,即使共存的同种有孔虫也能带来最高 2 200 年的偏差,沉积速率为 10 cm/ka 时,这一偏差最高为 700 年。Lai 等<sup>[28]</sup>通过对陆地 <sup>14</sup>C 和释光年龄对比后提出当 <sup>14</sup>C 年龄大于 25 ka 时,其可靠性便值得怀疑。尽管 <sup>14</sup>C 存在诸多问题,但其仍然为 5 万年以内认可度最高,使用最广泛的定年方法<sup>[29-30]</sup>,而本柱所测年代的波动,应为各种因素叠加造成。

随后,将 3 种方法获取的沉积速率与深度作图(图 6b)对比后发现,不同方法获取的沉积速率值存在较大差异,氧同位素及古地磁获取的沉积速率均不超过 2 cm/ka。<sup>14</sup>C 测年获取的沉积速率波动较大,表层得出的值仅为 0.4 cm/ka,由于表层沉积物在沉积过程及取样过程中均容易受到扰动,因此表层沉积速率值可信度较低,沉积速率最高为位于 23~32 cm 处的

4.34 cm/ka,远高于其他层位及其他方法所获取的值,而在该层位之下的 33~42 cm 处,沉积速率骤减为 1.14 cm/ka,出现较大波动,而同时期的氧同位素值未出现大的变化。因此,可以认为 33 cm 处的 <sup>14</sup>C 年龄可靠性较低,存在数千年的不确定性,依据之前讨论样品本身的因素极易造成这种误差,同时根据鉴定结果本层浮游有孔虫碎壳率接近 60%,客观上降低了该层 <sup>14</sup>C 年龄的准确性。

### 4.3 本柱年代框架的建立

通过分析可以看出,本柱样所在海域沉积速率主要要在 1~2 cm/ka 之间,虽然在 126~127 cm 处出现了沉积间断,但通过古地磁及氧同位素结果限定,最终确定 128 cm 至底部沉积年代为约 13 万年至 18 万年,本柱存在约 5 万年的沉积间断(或被剥蚀),沉积间断前后沉积速率变化不大。最终选取 <sup>14</sup>C 及氧同位素年代数据作为沉积间断以上层位年代框架建立依据,沉积间断以下年代值主要来源于 RPI 对比值(表 2)。

表 2 本柱年代框架数据

Table 2 Age frame data for this core

深度/cm	年代/ka	沉积速率/(cm·ka <sup>-1</sup> )	依据方法	备注
3	7.53	1.73	<sup>14</sup> C	
13	13.33		<sup>14</sup> C	
23	20.25	1.44	<sup>14</sup> C	
33	26.00	1.74	氧同位素	
43	31.47		<sup>14</sup> C	
53	34.97	2.85	<sup>14</sup> C	
63	40.19		<sup>14</sup> C	
73	43.77	2.79	<sup>14</sup> C	
83	51.91		氧同位素	
93	57.00	1.96	氧同位素	
103	64.00		氧同位素	
113	71.00	1.43	氧同位素	
126	80.53		氧同位素	沉积间断
127	131.00	—	RPI	
132	134.00	1.67	RPI	
152	146.00		RPI	
180	163.00	1.65	RPI	
210	178.00		2.00	RPI
217	181.50	RPI		

注:—表示未获得数据。

## 5 结论

对西太平洋卡罗琳地区一根柱状样品进行了综合年代学测试分析,虽然分析过程中发现本柱存在沉积间断,但通过古地磁及氧同位素数据共同限定,恢复了沉积间断下部年代框架。分别建立了本柱8万年以来及13万年至18万年之间的年代框架,沉积间断(或受剥蚀)时期约5万年,本柱样累计记录约13万年沉积历史,沉积间断前后沉积速率变化不大,主要在1~2 cm/ka之间。

研究过程中充分发挥各方法优点,弥补缺陷,如个别层位<sup>14</sup>C年龄由于有孔虫破碎率较高,带来了数千年的误差,氧同位素值能对其很好的约束,而<sup>14</sup>C年龄作为

唯一的绝对年龄值,为其他方法提供了很好的参照点。

本柱在分析过程中发现中部存在一沉积间断,为年代学分析过程中最不利的情形,通常难以开展下一步工作。但由于采用了多种方法,虽然出现了沉积间断,最终仍很好地获取了沉积间断至底部的年代数据。因此,在开展深海年代学研究时,为了获取更准确的年代框架,建议采用多种方法联合开展研究。同时,各种方法本身的局限性,以及各海域沉积环境的差异,均会造成结果的不确定性,因此,还需在更多的海域开展类似工作,以满足对全球环境变化年代学研究的需要。

**致谢:**感谢全体参与航次外业调查人员及实验人员的辛苦工作!

## 参考文献:

- [1] 李保华,赵泉鸿,陈民本,等.南沙海区晚第四纪浮游有孔虫演化及其古海洋学意义[J]. *微体古生物学报*, 2001, 18(1): 1-9.  
Li Baohua, Zhao Quanhong, Chen Minben, et al. Late Quaternary evolution of planktonic foraminifera in the southern South China Sea and their paleoceanographic significance[J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 2001, 18(1): 1-9.
- [2] 汪品先,闵秋宝,卞云华,等.十三万年来南海北部陆坡的浮游有孔虫及其古海洋学意义[J]. *地质学报*, 1986, 60(3): 215-225.  
Wang Pinxian, Min Qiubao, Bian Yunhua, et al. Planktonic foraminifera in the continental slope of the northern South China Sea during the last 130,000 years and their paleo-oceanographic implications[J]. *Acta Geologica Sinica*, 1986, 60(3): 215-225.
- [3] 庄丽华,常凤鸣,李铁刚,等.南黄海EY02-2孔底栖有孔虫群落特征与全新世沉积速率[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22(4): 7-14.  
Zhuang Lihua, Chang Fengming, Li Tiegang, et al. Foraminiferal faunas and Holocene sedimentation rates of core EY02-2 in the south Yellow Sea[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2002, 22(4): 7-14.
- [4] 丁旋,方念乔.赤道西太平洋MD98-2182岩芯末次冰期以来的季风和厄尔尼诺事件记录[J]. *中国科学:地球科学*, 2012, 55(10): 1706-1715.  
Ding Xuan, Fang Nianqiao. The monsoon and El Niño events during the last glaciation as recorded in core MD98-2182 from the western equatorial Pacific Ocean[J]. *Science China Earth Sciences*, 2012, 55(10): 1706-1715.
- [5] Zhang Guoliang, Zhang Ji, Wang Shuai, et al. Geochemical and chronological constraints on the mantle plume origin of the Caroline Plateau[J]. *Chemical Geology*, 2020, 540: 119566.
- [6] Johnson G C, Toole J M. Flow of deep and bottom waters in the Pacific at 10°N[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1993, 40(2): 371-394.
- [7] 孟庆勇,李安春,李铁刚,等.西菲律宾海沉积物200 ka以来的地球磁场相对强度记录及其年代学意义[J]. *中国科学 D 辑:地球科学*, 2009, 52(8): 1115-1126.  
Meng Qingyong, Li Anchun, Li Tiegang, et al. Relative paleointensity of the geomagnetic field during the past 200 ka from the West Philippine Sea and its chronological significance[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2009, 52(8): 1115-1126.
- [8] 赵京涛.热带西太平洋边缘晚第四纪以来的古环境研究[D].青岛:中国科学院海洋研究所,2007.  
Zhao Jingtao. Paleoenvironment evolution in the margin region of tropical western Pacific during the late Quaternary[D]. Qingdao: The Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2007.
- [9] Kawahata H, Suzuki A, Ahagon N. Biogenic sediments in the West Caroline Basin, the western equatorial Pacific during the last 330,000 years[J]. *Marine Geology*, 1998, 149(1/4): 155-176.
- [10] Stuiver M, Reimer P J, Reimer R W. CALIB 8.2[EB/OL]. [2021-08-21]. <http://calib.org/calib/>
- [11] Heaton T J, Köhler P, Butzin M, et al. Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP)[J]. *Radiocarbon*, 62(4): 779-820.
- [12] Sagnotti L. Demagnetization Analysis in Excel (DAIE). An open source workbook in Excel for viewing and analyzing demagnetization data from paleomagnetic discrete samples and u-channels[J]. *Annals of Geophysics*, 2013, 56(1): D0114.
- [13] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2005, 20(1): PA1003.
- [14] Guyodo Y, Valet J P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr[J]. *Nature*, 1999, 399(6733): 249-252.
- [15] Mix A C, Ruddiman W F. Oxygen-isotope analyses and Pleistocene ice volumes[J]. *Quaternary Research*, 1984, 21(1): 1-20.
- [16] Shackleton N. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed[J]. *Nature*, 1967, 215(5096): 15-17.

- [17] Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1995, 100(B4): 6093–6095.
- [18] Roberts A P, Tauxe L, Heslop D. Magnetic paleointensity stratigraphy and high-resolution Quaternary geochronology: successes and future challenges[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 61: 1–16.
- [19] Tauxe L. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice[J]. *Reviews of Geophysics*, 1993, 31(3): 319–354.
- [20] Guyodo Y, Valet J P. Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records: the past 200, 000 years[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 143(1-4): 23–36.
- [21] Valet J P, Meynadier L, Guyodo Y. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years[J]. *Nature*, 2005, 435(7043): 802–805.
- [22] Néel L. Some theoretical aspects of rock-magnetism[J]. *Advances in Physics*, 1955, 4(14): 191–243.
- [23] Levi S, Banerjee S K. On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1976, 29(1): 219–226.
- [24] 仇士华, 蔡莲珍.  $^{14}\text{C}$ 测年技术新进展[J]. *第四纪研究*, 1997, 17(3): 223–229.  
Qiu Shihua, Cai Lianzhen. Recent advancement in radiocarbon dating[J]. *Quaternary Sciences*, 1997, 17(3): 223–229.
- [25] 刘志杰, 余佳, 孙晓燕, 等. 海洋沉积物 $^{14}\text{C}$ 测年数据整合与校正问题探讨[J]. *第四纪研究*, 2016, 36(2): 492–502.  
Liu Zhijie, Yu Jia, Sun Xiaoyan, et al. A discussion of marine sediments  $^{14}\text{C}$  data integration and correction[J]. *Quaternary Sciences*, 2016, 36(2): 492–502.
- [26] Mekik F. Radiocarbon dating of planktonic foraminifer shells: a cautionary tale[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2014, 29(1): 13–29.
- [27] Barker S, Broecker W, Clark E, et al. Radiocarbon age offsets of foraminifera resulting from differential dissolution and fragmentation within the sedimentary bioturbated zone[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2007, 22(2): PA2205.
- [28] Lai Zhongping, Mischke S, Madsen D. Paleoenvironmental implications of new OSL dates on the formation of the “Shell Bar” in the Qaidam Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2014, 51(2): 197–210.
- [29] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50, 000 years cal BP[J]. *Radiocarbon*, 2013, 55(4): 1869–1887.
- [30] Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24, 000–0 cal BP[J]. *Radiocarbon*, 1998, 40(3): 1041–1083.

## Sedimentation rate obtained by multiple chronological analysis in Caroline area of the western Pacific Ocean

Chen Liang<sup>1,2</sup>, Yin Zhengxin<sup>1,2</sup>, Liu Zijing<sup>1,2</sup>, Tang Meng<sup>1,2</sup>

(1. South China Sea Marine Survey and Technology Center, State Oceanic Administration, Guangzhou 510300, China; 2. Key Laboratory of Marine Environmental Survey Technology and Application, Ministry of Natural Resources, Guangzhou 510300, China)

**Abstract:** In order to better understand the sedimentary rate changes in the Caroline area which is located in the north of West Pacific Warm Pool, a comprehensive dating method was carried out by using radiocarbon testing ( $^{14}\text{C}$ ), oxygen isotope and paleomagnetism on a gravity core from the Caroline area of the western Pacific Ocean.  $^{14}\text{C}$  data provide the age of the upper section since 44.3 ka BP for this core. Subsequently, the age framework since MIS4 (about 80 ka) which corresponds to the depth of 125 cm was established by using oxygen isotope and relative paleointensity (RPI) data, while the upper part also considered the  $^{14}\text{C}$  data. Further analysis revealed that there was an obvious sedimentary discontinuity at the depth of 126 cm to 127 cm in this core, although it has been beyond the range of  $^{14}\text{C}$  dating, but the paleomagnetic results show that the core formed in Brunhes period, and the relationship between RPI and oxygen isotope data under the hiatus provide a robust evidence that the age is from 180 ka to 130 ka in the bottom. At the end the deposition rate of the core was obtained, which is 1 cm/ka to 2 cm/ka, and it is consistent before and after the deposition hiatus. At the same time, the disparity of the deposition rate for each dating method indicated that there was a large deviation of  $^{14}\text{C}$  data in one layer maybe due to the high rate of foraminiferal shell breaking.

**Key words:**  $^{14}\text{C}$ ; oxygen isotope; paleomagnetic; sedimentation rate; western Pacific Ocean