

太平洋美拉尼西亚海盆深海碳酸盐溶解旋回的初步研究*

汪品先 郑连福
(同济大学) (国家海洋局第三海洋研究所)

深海碳酸盐溶解作用,是大洋沉积研究中重要的课题之一;由于溶解强度的变化而造成的碳酸盐溶解旋回,也是海洋学探讨的重要方面^[1]。1978年,国家海洋局在西赤道太平洋海区采集了一系列深海沉积柱状样和表层样,为我国研究深海沉积提供了资料。本文根据该区美拉尼西亚海盆两个深海沉积柱状样(图1)、有孔虫和钙质超微化石分析的结果,以及碳酸盐含量和¹⁴C测年资料,对该区第四纪的碳酸盐溶解旋回作一初步探讨。

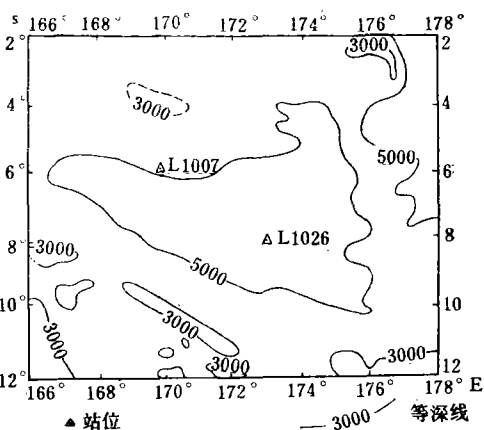


图1 美拉尼西亚海盆柱状样站位图

研究海盆的碳酸盐溶解旋回,首先需要了解当地现代碳酸盐溶解作用主要界面的深度分布情况。为此,我们对国家海洋局所采西赤道太平洋美拉尼西亚海盆与北斐济海盆共18个表层沉积样品(包括珊瑚礁附近45米到盆地中央5412米不同水深的样品)结果表明,不仅碳酸盐含量随深度具有明显的变化(图2A),而且沉积物中的浮游有孔虫和钙质超微化石的数量、属种组合和保存状况,也随深度加大和碳酸盐溶解作用加强而显著不同。除浅海外,水深3000米以内的沉积物中,碳酸盐含量基本在90%以上,每克中所含浮游有孔虫数以万计(65,300—226,100枚)(图2B),壳体保存基本完好,易溶种(红拟抱球虫 *Globigerinoides ruber*, 袋拟抱球虫 *G. sacculifer*, 共球拟抱球虫 *G. conglobatus* 等)占优势;水深三千余米的沉积中,碳酸盐含量降至80%以下,浮游有孔虫每克数千枚(2000—

* 文中所用碳酸盐含量均由国家海洋局第三海洋研究所地质室化学组分析,¹⁴C数据由中国科学院地球化学研究所测得,插图由同济大学海洋地质系绘图室清绘,在此一并致谢。

本刊编辑部收到稿件日期: 1981年4月9日。

7500 枚),壳体溶蚀破碎现象明显,但属种组合大体不变;4500 米以下,碳酸盐含量则低于 50%,浮游有孔虫每克仅数百枚,易溶种几乎全部消失,抗溶种(肿圆幅虫 *Globorotalia tumida*, 斜室普林虫 *Pulleniatina obliquiloculata*, 果裂小球形虫 *Sphaeroidinella dehiscens* 等)占主要地位,且常保存其特别难溶的棱边、背壁和加厚的外壳;水深 5000 米以下,碳酸盐含量不足 6%,浮游有孔虫和钙质超微化石全部溶去,且常常只保存胶结质壳底栖有孔虫(图 2C),放射虫、海绵骨针、鱼牙等非碳酸盐化石。据此判断,美拉尼西亚海区的溶跃层(Isocline)大致在 4000—4500 米左右,在此层中碳酸盐溶解作用迅速加强,层上与层下浮游有孔虫组合十分不同;碳酸盐补偿深度(CCD)约在 5000 米处,此深度以下碳酸盐溶解作用超过堆积作用,不能沉积钙质壳体。由于各大洋 CCD 的深度很不一致,太平洋一般较浅^[1],美拉尼西亚海盆属于 CCD 位置较深的海区。

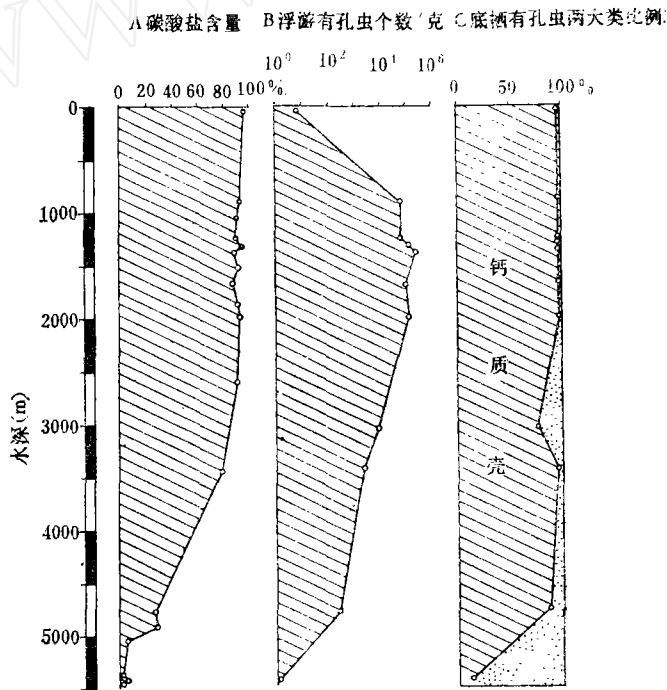


图 2 美拉尼西亚海盆、北斐济海盆表层沉积中的碳酸盐含量与有孔虫成分
(浮游有孔虫含量曲线用对数坐标)

碳酸盐补偿深度和溶跃层不仅在各海区的深度位置不同,而且在历史上也有升降变化^[5]。在第四纪期间,曾反复发生碳酸盐溶解作用加强和减弱,即溶跃层与补偿深度上升与下降的交替。这种碳酸盐溶解旋回最早是 Arrhenius (1952) 在东赤道太平洋发现的,然后由氧同位素古温度分析证明,溶解旋回与气候旋回相对应,碳酸盐高含量层与低温期相当,碳酸盐低含量层与高温期对应^[2]。赤道太平洋的其他深海柱状样和其他分析方法(如古地磁、微体古生物等)也都表明,赤道太平洋的碳酸盐补偿深度在冰期时下降、间冰期时上升^[3]。溶解旋回在沉积柱状样中的表现,首先当然是碳酸盐含量的垂向变化,当年

Arrhenius 也正是这样发现溶解旋回的。但是碳酸盐含量的变化原因很多,当溶解作用发生小幅度变动时反应不够灵敏。而浮游有孔虫的不同属种具有不同的抗溶能力,它们在沉积样品中的比例是碳酸盐溶解作用灵敏而确切的标志,这便是浮游有孔虫的溶解指数(FDX)^[4]。

美拉尼西亚海盆中用来研究碳酸盐溶解旋回的两个柱状样,一个位于现代溶跃层之上,一个位于碳酸盐补偿深度之下(图 1)。位于溶跃层之上的 L1007 柱状样(169°57'E, 61°01'S; 水深 3434.6 米,长 416 厘米)全部为结构均一的乳白色钙质软泥,碳酸盐含量基本上处于 80—90% 之间,上下变化不大,似乎难于找出溶解旋回的记录。但此柱状样主要由浮游有孔虫壳体与钙质超微化石组成,浮游有孔虫易溶种与抗溶种的含量比例却有明显的变化。如果计算浮游有孔虫溶解指数,则可以看出大幅度的升降和两个清晰的溶解旋回(图 3)。柱状样上部 FDX 低值段(相当于溶解作用减弱期,图 3 第 2 层)的 ¹⁴C 测年结果,自上而下为 20,060±1000 年,35,340±1700 年和 >50,000 年,应与玉木冰期相当,这又一次证明太平洋冰期时溶解作用减弱的规律。如与东赤道太平洋区纬度相似,且也在溶跃层之上的 RC11-230 柱状样(8°48'S, 110°48'W, 水深 3259 米)^[4]对比,可以发现两者的浮游有孔虫溶解指数曲线趋势十分相似(图 3)。借助于 RC11-230 柱状样的氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 古温度分析结果,能够确定与溶解旋回对应的古气候旋回和年龄(图 3)。对比表明, L1007 柱状样揭示的两个碳酸盐旋回相当于里斯冰期以来的第四纪晚期,最强的溶解作用发生在里斯—玉木间冰期(图 3 第 3 层),冰后期时溶解作用也相对加强(第 1 层)。

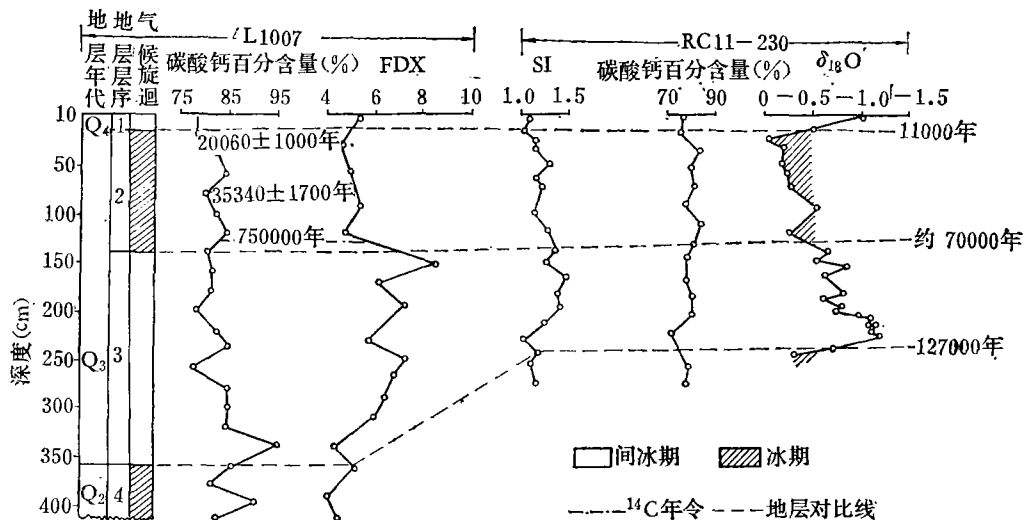


图 3 美拉尼西亚海盆 L1007 柱状样和东赤道太平洋 RC11-230 柱状样^[4]地层对比图
(FDX 与 SI 均为浮游有孔虫溶解指数,计算方法略有不同,但变化趋势相同)

至于碳酸盐补偿深度以下的海区,由于碳酸盐补偿面下降时可以有碳酸盐沉积发生,沉积柱状样中的碳酸盐含量有大幅度的垂向变化。美拉尼西亚海盆底部的 L102b 柱状样(173°18'E, 8°01'S; 水深 5373 米,长 422 厘米)位于补偿面以下,岩性变化十分鲜明,由四层褐色粘土与三层白色钙质软泥交互而成,碳酸盐含量也相应地急剧变化,幅度约为

5%—80%，碳酸盐溶解旋回极为明显。钙质超微化石和浮游有孔虫保存不佳，其含量远较 L1007 柱状样逊色，而且出现大幅度的起伏，浮游有孔虫的个体从实际为 0 到每克 11,000 余枚(图 4)。柱状样顶部的褐色粘土层(第 1 层)富含喜暖放射虫群，其下的白色钙质软泥层(第 2 层)则从亚热带、温带性的浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia scitula* 和广温性钙质超微化石 *Cyclococcolithina leptopora*, *Gephyrocapsa caribbeana* 为主，再一次证明太平洋区溶解旋回与气候旋回的关系，即冰期时碳酸盐溶解作用弱，而间冰期和冰后期加剧。东赤道太平洋处于碳酸盐补偿面以下的 RC12-65(4°39'N, 144°58'W, 水深 4868 米)^[6]和 5082(5°57'1"N, 139°58'7"W, 水深 4880 米)^[7]两个柱状样，同样揭示了碳酸盐含量大幅度变化的溶解旋回，与 L1026 可以对比(图 4)。据 RC12-65 柱状样古地磁年代测定结果，上部两个溶解旋回(L1026 柱状样 200 厘米以上的第 1—4 层)相当于布容正向期，即中更新世至全新世(Q₂—Q₄)时期。微体古生物分析的结果，也和上述结论一致。

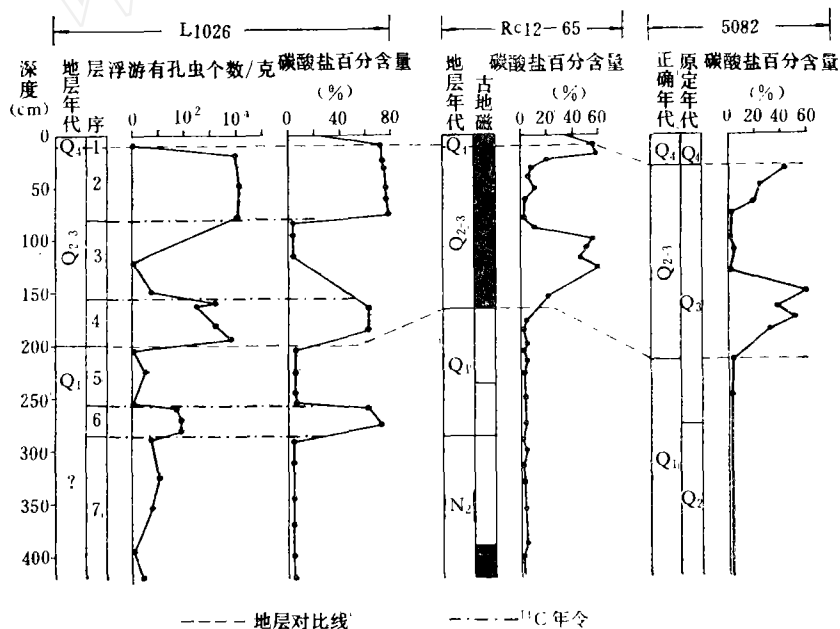


图 4 美拉尼西亚海盆 L1026 柱状样与东赤道太平洋 RC12-65 和 5082 柱状样^[6,7]地层对比图

美拉尼西亚海盆深海柱状样的分析及与东赤道太平洋对比的结果证明：碳酸盐溶解旋回在该区第四纪沉积中普遍存在，而且与气候旋回相对应；然而旋回性在沉积柱状样中的表现，却随着取样位置与碳酸盐溶解界面的相对深度位置而大不相同。处于同一深度部位(如 CCD 以下或溶跃层以下)的柱状样，虽远居赤道太平洋东、西两侧者，其溶解旋回的曲线也可以对比；反之，处于不同深度部位的柱状样，虽共处同一海盆，记录的碳酸盐旋回数也相差悬殊。据研究，东赤道太平洋 CCD 以上的海区在布容正向期约 70 万年以来经历了 8 个深海碳酸盐旋回^[3]，而 CCD 以下的柱状样却在同一期间只记录了两个旋回。L1007 与 L1026 柱状样相比，前者的沉积速率约为后者的十倍，这说明 CCD 以下沉积速率十分低微，难以详细记录所有的溶解旋回，很可能这正是旋回数不同的原因所在。

参 考 文 献

- [1] Berher, W. H., 1975. Deep-sea carbonates: dissolution profiles from foraminiferal preservation. *Cushman Found. Foram. Res.* 13: 82—86.
- [2] Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* 63: 538—578.
- [3] Hays, J. D., T. Saito, N. D. Opdyke and L. H. Burakle, 1969. Pliocene-pleistocene sediments of the Equatorial Pacific: Their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 80: 1481—1513.
- [4] Luz, B. and N. J. Shackleton, 1975. CaCO_3 solution in the tropic East Pacific during the past 130,000 years. *Cushman Found. Foram. Res.* 13: 142—151.
- [5] Ramsay, A. T. S., 1977. Sedimentological clues to palaeo-oceanography. *Oceanic Micropaleontology* 2: 1371—1453.
- [6] Saito, T., L. H. Burakle and J. D. Hays, 1975. Late Miocene to Pleistocene biostratigraphy of Equatorial Pacific sediments. *Late Neogene Epoch Boundaries, Micropaleontology Press*, pp. 226—244.

A PRELIMINARY STUDY ON DEEP-SEA CARBONATE DISSOLUTION CYCLES IN MELANESIA BASIN, PACIFIC OCEAN

Wang Pinxian
(Tongji University)

and

Zheng Lianfu

(Third Institution of Oceanography, National Bureau of Oceanography)

ABSTRACT

Deep-sea carbonate dissolution cycles in Melanesia Basin, Western Equatorial Pacific, are investigated on basis of two cores and 18 surface sediment samples. In this basin, CCD is estimated to be about 5000 m, and lysocline about 4000—4500 m water depth.

As revealed by chemical and micropaleontological analyses (foraminifera and calcareous nannofossils), ^{14}C dating and correlation of sediment cores, carbonate dissolution cycles in Melanesia Basin correspond well to paleoclimatic cycles, that is, dissolution process strengthens during glacial stage, and weakens at interglacial time.

The sediment core L1007 taken from ocean bottom above lysocline (169°57'E, 6°01'S, water depth 3434.6 m, 416 cm in length) is composed of uniform white calcareous ooze without obvious fluctuation in carbonate content. But foraminiferal dissolution index has displayed two carbonate dissolution cycles in this core, representing sediments of more than one hundred thousand years. The core L1026 from beneath CCD (173°18'E, 8°01'S, water-depth 5373 m, 422 cm in length) consists of intercalation of red clay and white calcareous ooze. Three and a half dissolution cycles are observed in L1026 core, of which the upper two cycles correspond to Brunhes epoch, i.e. about 700,000 years.

Comparing the cores from Melanesia Basin with those from the East Equatorial Pacific, we may conclude that records of Quaternary carbonate cycles between cores may be easily correlated with similar carbonate dissolution depth position even if they are far separated geographically. But in cores taken from different dissolution depth positions, the records of dissolution cycles are quite different even if they are situated in one and the same basin.