

南海深海短柱样的磁性地层学特征^①

李粹中

(国家海洋局第二海洋研究所)

提 要 对南海 5 个深海短柱样的磁性地层学特征进行研究后表明,在陆坡柱样沉积物中位于岩芯深约 3m 处的反向磁性段可与蒙戈磁偏移相对比。因此,对沉积速率相对较高的陆坡碳酸盐相而言,利用反向磁偏移地层事件,可以对代表地质时限较短的深海短柱样进行等时面分析。

关键词 磁性地层学 深海岩芯 南海

第一作者简介 李粹中 女 57 研究员 海洋沉积地球化学

1983.10~1984.6“向阳红 5 号”在 12°到 20°N 的南海中部海域进行海洋综合调查期间,用重力活塞管共采集了 38 个沉积物柱状样,这些柱状样的长度一般均未超过 4m,主要代表了晚更新世以来的地质记录。南海中部深海沉积物的沉积相特征明显受该地区的碳酸盐补偿深度(CCD)控制,CCD 界面约位于水深 3500~3800m 内,它大致与海域内陆坡与深海平原两大基本地貌单元之间的界线吻合,即在调查区西部台阶状陆坡区,沉积物为富有孔虫泥,东部深海平原区则为贫钙—富硅质的粉砂质粘土或粘土,本文对选自陆坡和深海平原上的 5 个柱样进行了古地磁测试。其柱样位置始图 1 所示。

1 古地磁取样和测试方法

振动活塞取样管的衬管内径为 6.2cm,为了尽量减少取样时的人为扰动,用无磁性工具先将整条柱样按 2.5cm 间隔切割成圆片,然后用塑料小圆盒(磁化强度经测量平均 $1.6\sim 1.9\times 10^{-6}\text{emu/cm}^3$)在沉积物圆片中心缓缓压入。对南海中部上述 5 个沉积物柱状样用连续取样的方法共制备了直径为 2.5cm、高 2.3cm 的圆柱形标本共 737 块,冷藏供古地磁测量用,同时按其项目分析要求,如微体古生物、氧同位素、碳酸盐含量、¹⁴C 和铀系等作了分层取样和处理。

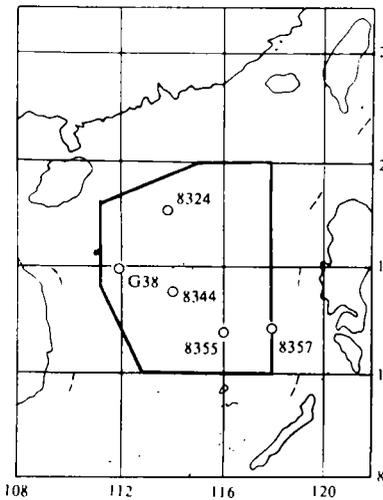


图 1 调查海域范围及古地磁测试柱样的位置

Fig. 1 The surveyed area and the position of sediment cores studied

① 张富元,张熙参加部分样品的处理工作

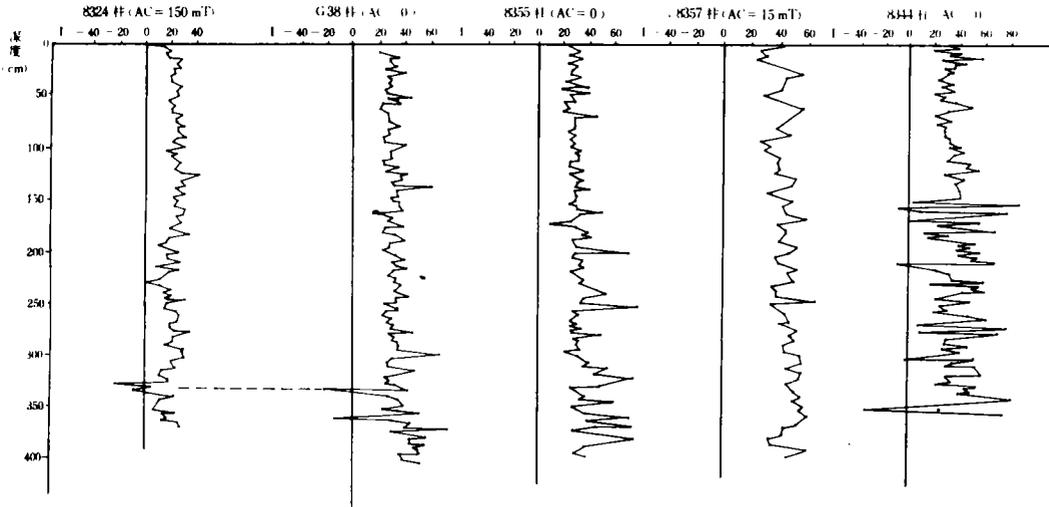


图 2 柱样的古地磁测试结果

Fig. 2 The inclination of the sediment cores

供古地磁研究用的全部标本分两批测试完毕,第一批(8324 和 8357 两个柱样)于 1984 年 11 月在 DSM-1 型旋转磁力仪(中国科学院兰州地质研究所古地磁实验室)上测量,先选择 5 块标本作系统逐级退磁试验(用 5、10、15、20、25、30、35、40、45 和 50mT 的交变磁场),寻找出适宜的最佳磁清洗峰值为 10 或 15mT。然后对两个柱样的全部标本作了天然剩磁和经 10 或 15mT 磁清洗后的剩磁测量,第二批(G38、8344 和 8355 三个柱样)于 1985 年 5 月在 DSM-2 型旋转磁力仪(南京地质矿产研究所古地磁实验室)上测量。考虑到样品所代表的地质年代比较新,样品测试目的主要是为本区地层划分和对比提供磁性地层学的依据,根据 8324 和 8357 两个样的天然剩磁和经 10(或 15)mT 退磁后的原生剩磁的对比结果,次生剩磁虽对沉积物磁性有影响,但从磁性地层学角度出发,磁倾角变化趋势在退磁前后,两者比较一致。因此,对这批样品我们是采用了先作天然剩磁测量,然后根据测量结果再把磁倾角出现异常(如上、下突变,倾角接近 0 或为负值)的样品,挑选出来作系统退磁,以确定该样品是否具有反向磁性性质。这样做,我们认为其测量结果还是可以用于本区磁性地层学的研究。

2 测试结果

5 个柱样的测试结果见图 2

深海柱样的磁性地层变化史通常是根据磁倾角的变化来确定的。根据 5 个柱样的测试结果见表 2,从磁倾角变化可以看出:(1)各柱样均以正向极性为主,属布容正极性时;(2)在南海中部深海柱样中,没有检测到像黄海、东海浅海柱样中普遍存在的哥德堡事件和(3)陆

坡和深海平原中柱样的磁倾角变化剖面存在着差异。在 G38 和 8324 柱样中自顶部向下磁倾角逐渐波动变化,达到零或负值的段明显出现在柱样下部,G38 在 3.35m 和 3.65m 处呈现负极性(共两块标本),磁倾角为 -24° 和 -16° ,8324 在 3.27~3.35m 为负极性(共 3 块标本),磁倾角为 -26° ~ -10° ,8355 和 8357 两个柱样磁倾角自上而下均无零或负值出现。而 8344 柱样自顶向下在柱样深 1.5m 以下测试标本的磁参数极不稳定。

表 1 南海中部柱样的古地磁特征

Table 1 The paleomagnetic characters of the cores

柱样号	经纬度	水深(m)	柱样长(m)	沉积环境和相特征	古地磁测量结果	其它
G38	16°00.3'N 111°59.7'E	1115	4.2	陆坡海台碳酸盐相,青灰色有孔虫泥,上部生物扰动激烈。	除 3.35m 和 3.65m 两块标本为负极性外,其余均为正极性。	1. 作钙质生物鉴定 2. 作 10 个层次轴系测量 3. 作碳酸盐和同位素测试
8324	18°00.1'N 113°59.7'E	3242	4.1	位盆地北部坡前平原、西沙北海槽口,以青灰色含有孔虫泥为主。	除 3.27~3.35m 三块标本为负极性外,其余均为正极性。	1. 作柱样深 3.1~3.5m 内的 ^{14}C 测年 2. 作碳酸盐和同位素测试
8344	14°59.6'N 113°59.8'N	4252	4.2	位中沙南海槽口深海平原处,灰色粉砂质粘土结构不均匀,似粉砂质团块	1.5m 以下标本数不稳定	
8355	13°30.2'N 116°00.1'E	4095	4.4	南部深海平原粘土相,褐、黄褐粉砂质粘土或粘土无明显结构,顶部生物虫穴发育。	全部标本为正极性。	1. 作硅质生物鉴定 2. 作 10 个层次的轴系测量
8357	13°29.2'N 118°01.3'E	3949	3.8	南海深海平原粘土相,褐、黄褐粉砂质粘土或粘土,无明显结构,顶部生物虫穴发育,以深灰色为主。	全部标本为正极性。	1. 作硅质生物鉴定 2. 作碳酸盐和同位素测试 3. 作 ^{14}C 年龄—深度剖面

3 讨 论

3.1 磁性漂移

上述沉积柱样的古地磁测试结果表明,磁性地层剖面在南海中部海域的陆坡和深海平原区存在着差异,这种情况的产生可能与它们具有不同的沉积环境有关。根据箱式样的 ^{14}C -深度剖面(图 3)计算出来的现代沉积速率值,代表陆坡有孔虫泥沉积相的箱 8342 为 5.8cm/千年,位于深海平原南部代表深海粘土相的箱 8357 为 3.1cm/千年。因此,可以认为,柱样 G38 和 8324 具有足够快的沉积速率,从而可以使我们检测到小的磁性偏移。在 G38 这个偏移出现在自柱样顶部向下的 3.35 和 3.65m 处,在 8324 则出现在 3.27~3.35m 处。

由于偏移持续时间十分短,因而在沉积速率比较缓慢的 8355 和 8357 两个柱样中,高 2.3cm 的圆形测试标本合成了所有磁性信息,因而我们未能检测到这一偏移。

3.2 磁性偏移的定年

我们采用了多种手段,主要有 ^{14}C 和铀系,氧同位素和碳酸盐旋回等,进行了年代学方面的研究,所获得的数据存在不少矛盾。现将这些结果结合柱样的微体古生物和邻区地质资料作如下分析和讨论。

(1)放射性定年结果。用 G38 和 8355 两个柱样分别作了十个层次的铀系测试。其数据按公式 $Y = Ae^{-\lambda H} + C$ (式中 Y : 深度为 $H(\text{cm})$ 的样品放射性强度 dmp/g , A : 拟合后零时刻的放射性强度 dmp/g , C : 本底值) 以等权最小二乘法进行数据处理。经计算机拟合后得出了较为理想的过剩 $\text{Th}-230$ 和 $\text{Th}-230/\text{Th}-232$ 比值的对数值与深度关系。它们明显呈直线衰减。由此得出的平均沉积速率为 $0.45 \sim 0.54\text{cm}/\text{千年}$ (G38), 和 $0.31 \sim 0.45\text{cm}/\text{千年}$ (8355), 按此速率外推, G38 和 8355 柱样的底界可以代表距今百万年或以上的地质历史, 这与古地磁自身测量结果明显不相吻合, 所有

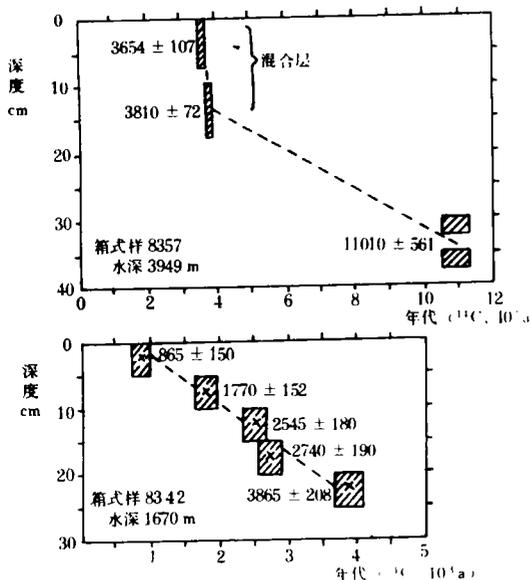


图3 箱 8342 和箱 8357 的 ^{14}C 年龄—深度剖面
Fig. 3 The ^{14}C dating—depth relations
of box samples: 8324 and 8357

柱样古地磁测试标本均以正向极性为主,显然它们应属布容正极性时。

与此同时我们还对柱样 8324 发生反向极性的沉积物段(因含碳量太低,共用 3.1~3.5m 处岩样段才取得一个数据)进行 ^{14}C 年龄的直接测定,获得年龄值为 17195 ± 872 年。

(2)氧同位素和碳酸盐旋回特征。在有孔虫泥沉积相的柱样中,我们获得了较为满意的氧同位素比值曲线和碳酸盐百分含量变化曲线(图 4),两者具有旋回性质,反映出冰期间冰期的气候交替变化记录。与太平洋 V28—238 岩芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 CaCO_3 曲线形态对比后,可以肯定两点:(a)平均长约 4m 的柱样代表晚更新世以来的地质记录和(b)同位素阶 1 和阶 2(与之对应的碳酸盐为暖期 1 和冷期 2)的界限明显(11 千年),即全新世底界在 8324 柱样约位于 120cm 处, G38 柱样约位于 90cm 处,由此计算得出的平均沉积速率分别为 $10.9\text{cm}/\text{千年}$ 和 $8.2\text{cm}/\text{千年}$ 。按上述的平均速率外推,则 8324 柱样中出现的反向段,其推算年龄值为 30700 年, G38 柱样中出现的反向段,其推算年龄值为 42770 年。上述结果是以研究柱样所代表的晚更新世以来的沉积环境稳定,沉积速率在地质时期无明显变化为假设前提而进行推算。

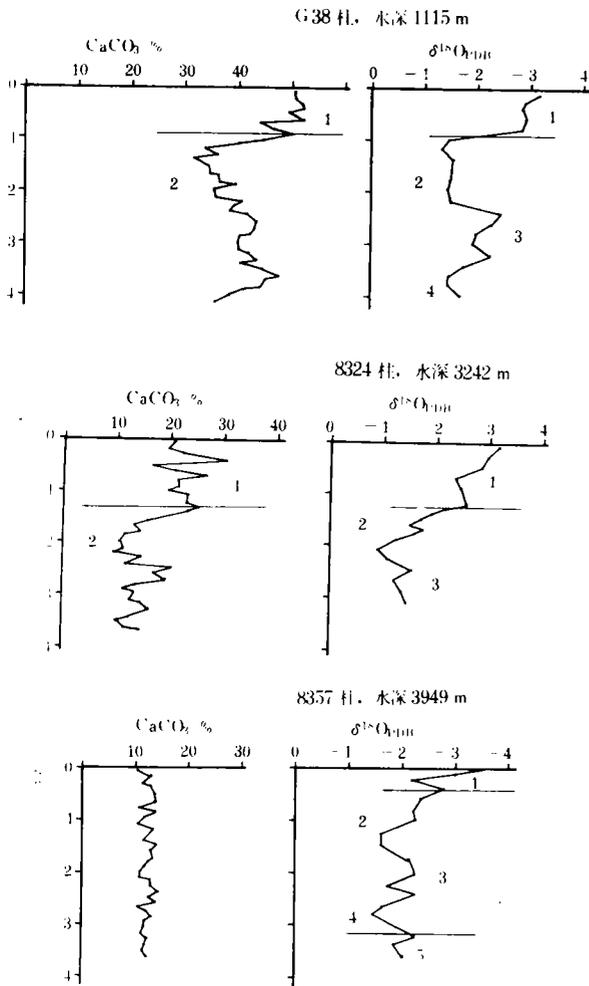


图4 柱的氧同位素和碳酸盐记录

Fig. 4 The records of oxygen isotopic and carbonate content curves in the core 8324, G38 and 8357

年龄值之间也存在着较大的偏离,柱样出现的反向段与 $\delta^{18}\text{O}$ 、 CaCO_3 以及微体古生物的古气候分期这三者比较一致。在我国南方,位于雷州半岛徐闻县境内田洋湖盆钻孔岩芯(118°18'E、20°31'N,岩芯进尺230m)的研究结果表明^①,钻孔底玄武岩以上的松散沉积物代表了中更新统以来的沉积历史,由于堆积速率快,沉积物所记录的布容正向极性时总共检测到了8个反极性段,与世界各地已发表的磁化层记录相对比,经研究确定在顶部距今120,000年内

(3)微体生物群和古气候分期。由于研究柱样的有孔虫自上而下均处于新生代浮偏有孔虫最顶带N22,即*Globorotalia truncatulinoides*带一部分,钙质超微自上而下均属于*Emiliania huxleyi*带的顶峰带,即E. H. Acome zone。因此,柱样的地层学研究只能按照微体古生物群冷暖种的组合特征,按气候分期原则进行。根据柱样沉积物中有孔虫的冷温水种(*Neoglobobulimina pachyderma*(右)、*Globorotalia inflata*等)、暖水种(*Globigerinoides sacculifera*、*Globorotaliamenardii*(左)、*Pulleniatia obliquiloculata*等)含量比值变化;钙质超微喜冷水型(*Coccolithus pelagicus*)、暖水型(*Calcidiscus leptoporus*、*Umbellosphaera irregularis*、*U. tenuis*)和广温—暖水型(*E. huxleyi*优势种)的百分含量变化所反映的古气候变化趋势,可以把G38自顶向下划分出暖—冷—暖—冷四个气候期,它们基本上与 $\delta^{18}\text{O}$ 和 CaCO_3 记录的阶1—4相对应。古地磁极性、古气候期旋回如图5所示。由图5可见,G38和8324的反向极性段均位于 $\delta^{18}\text{O}$ 靠近阶3底部。

4 讨 论

从以上三方面资料表明,铀系测试结果明显偏老无法采用, ^{14}C 年龄的直接测定值与氧同位素、碳酸盐旋回的外推

① 地矿部第二海洋研究所,1985,田洋火山湖盆第四纪沉积与古气候研究报告

出现的反向偏移有斯特罗(Starno)、哥德堡(Gothenburg)、蒙哥(Mungo)、拉尚(Lashamp)和布莱克(Blake)。该钻孔顶部的古地磁和古气候期资料综合成图 6 所示。

对比图 5 和图 6,可以看出 8324 和 G38 两个柱样底部出现的反向地磁偏移的层位与田洋湖的蒙哥磁偏移所处的层位是可以对比的。在田洋湖第四纪沉积物中,与蒙哥磁偏移相邻的炭化木其¹⁴C 年龄测定值为 30310±1200 年,这与 1972 年麦克赫尼(B. MoElhinny)在澳大利亚蒙哥湖所发现的反向偏移的¹⁴C 年龄测定值为距今 30782±520 年相当一致。

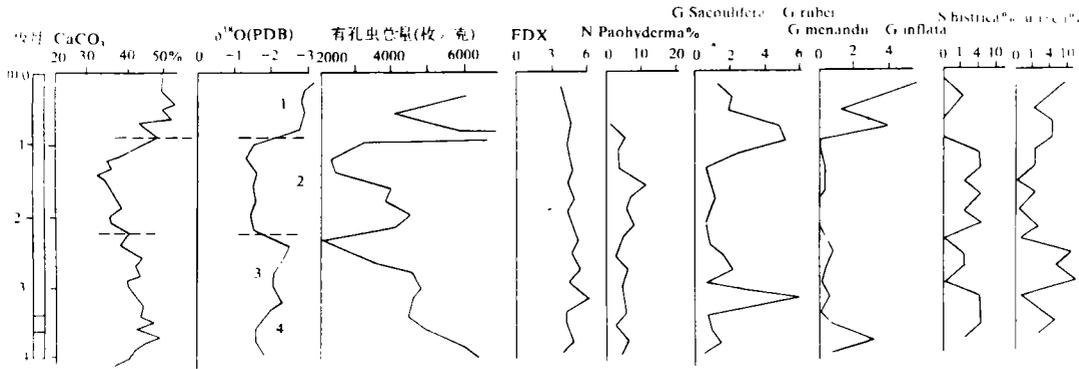


图 5 G38 柱微体古生物群反映的古气候分期
Fig. 5 The comprehensive curves of micropaleontologic, Oxygen isotopic and carbonate content in the core G38

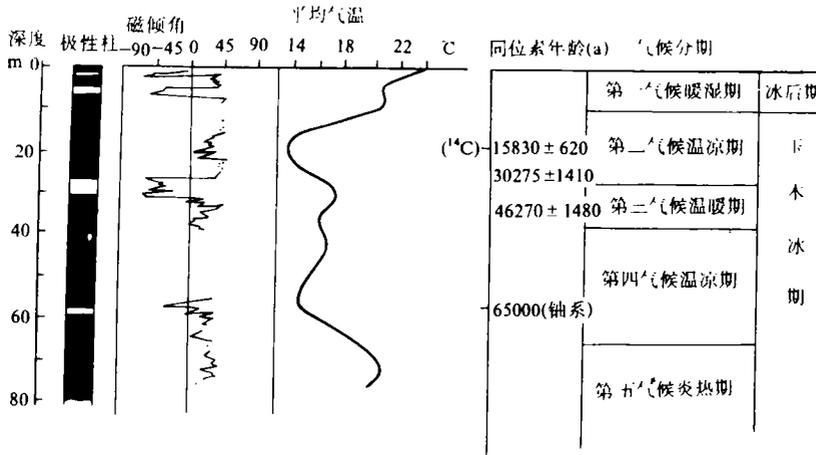


图 6 田洋湖盆钻孔顶部的古地磁和古气候分期(据文献 2 有关资料编绘)
Fig. 6 The magnetostratigraphy and climatic sequence of the top in the holocore from Tianyang Lake (Modified from the related data of the reference)

由此可以认为,尽管受条件所限,我们未取得满意的绝对年龄值,但该偏移从 ^{δ18}O、

CaCO₃ 和微古生物所反映的古气候期出发,它与蒙哥偏移比较接近。在南海碳酸盐相沉积物中利用短的反向偏移地层事件进行柱样的等时面分析和对比还是可行的,这对更新世地层划分和对比是具有一定的作用。

参 考 文 献

- [1] 李粹中,1987,东海海洋,6(1):10~19.
- [2] M. F. Barbetti, 1972, Nature, Vol. 239, p. 327~330.
- [3] M. F. Barbetti, et al., 1979, Nature, Vol. 279, p. 202~210.
- [4] P. Y. Cillot, et al., 1979, Earth and planetary letters, Vol. 42, p. 444~450.
- [5] G. M. Hall, et al., 1978, Nature, Vol. 274, p. 462~464.

The Magnetostratigraphic Characteristics of some Shorter Cores from the Deep South China Sea Basin

Li Cuizhong

(The Second Institute of Oceanography, S. O. A)

Abstract

During the marine comprehensive investigation of the Central South China Basin (12~20°N) from the October 1983 to June 1984, 38 sediment cores were obtained by the piston-sampler. The cores are generally not longer than 4m. The paleomagnetic measurement of 5 sediment cores selecting from the continental slope and deep plain has been carried out. The result shows: (1) all cores are mainly positive polarity and belong to Brunhes epoch; (2) the magnetostratigraphic differences exist between the slope cores and deep plain cores.

The lower of slope cores reveals the existence of negative magnetic excursion. The chronology of the excursion has been studied by various methods, such as ¹⁴C, Th-230, δ¹⁸O and CaCO₃%, etc. We got two satisfying cycle curves of δ¹⁸O and CaCO₃% in the slope cores. In comparison with the magnetostratigraphy and Quaternary geochronology from the neighbour borehole of Tianyang Lake, it can be seen that the negative polarity section of studied slope cores is in the lower stage 3 of δ¹⁸O and CaCO₃% curves, its stratum is approximately equal to that located Mungo magnetic excursion in the borehole from Tianyang Lake.

Key Words: Magnetostratigraphy, Deep sea cores, South China Sea.