

运用超微化石探索晚第四纪冲绳海槽 上层海水垂向结构的变化*

成鑫荣 汪品先

(同济大学海洋地质国家教委开放研究实验室, 上海 200092)

摘要 下透光带钙质超微化石 *Florisphaera profunda* 的相对丰度, 为揭示混合层厚度等海水上层结构的变化提供了新的可能. 冲绳海槽南北 3 个站位近两万年来沉积分析一致表明, *F. profunda* 的百分比从冰期到全新世显著增高, 海槽南部在距今约 4 ka 前再次一度减低, 其变化与热带深层水种浮游有孔虫 *Pulleniatina obliquiloculata* 的趋势一致, 反映冰期时黑潮东移, 海水混合层减薄, 温跃层变浅. 同时海水上层浊度可能增大. 距今 4 ka 前黑潮可能再度东移.

关键词 上层海水 冲绳海槽 钙质超微化石 营养跃层 温度跃层

上层海水是海洋环境变迁中最为活跃的部分. 海洋的表层在海气相互作用下, 水体性质因充分混合而均一, 称为混合层. 混合层以下海水密度急剧增大, 成为密度跃层, 系温度(温跃层)或盐度(盐跃层)突变所致. 跃层以下的水体与大气不能直接交换, 分层性质相对稳定. 海洋上层的垂向结构与大气层关系密切, 风场的变化可以改变混合层的厚度和跃层的深度, 大量的降水可以使表层水淡化而分层. 海洋上层的研究, 在 80 年代中期取得了重大进展, 揭示了“涡流边界层(TBL)”作为海气交换渠道的物理过程, 它不仅控制着大气的能量和物质进入海洋的通道, 而且通过营养元素的分布对海洋生产力产生关键性的影响^[1,2].

现代海洋学的进展推动了古海洋学对于上层海水垂向结构演变历史的研究. 既然混合层的厚度或温跃层的深度可以反映大气风场和海洋环流, 而浮游生物的组成又与温跃层的深度密切相关, 就可以通过地层中浮游生物化石群的分析, 研究海水上层结构的变化, 并进而取得古大气环流和古海流的信息. 早经查明, 浮游有孔虫按生态习性有浅层水种与深层水种的区别, 前者主要在混合层上部生活, 后者主要在与温跃层相关的叶绿素高值带生活, 以它们的丰度变化可以求出古温跃层深度的升降^[3,4]. 而作为初始生产力的浮游藻类, 钙质超微化石应当比浮游动物更直接反映上层海水中营养跃层和透光带等垂向结构的变化.

冲绳海槽在冰期旋回中既有黑潮位移, 又有季风盛衰, 而海水上层垂向结构对两者都有反映. 本文在钙质超微化石分析的基础上结合浮游有孔虫资料, 对于近两万年来冲绳海槽的温跃层升降等变化, 作一探讨.

1 下透光带钙质超微化石

与浮游有孔虫不同, 产生钙质超微化石的颗石藻需要进行光合作用, 只能在透光带内生

1997-06-04 收稿, 1997-08-14 收修改稿

*国家自然科学基金资助项目(批准号:49776289, 49406067)

活。透光带的深度不过百余米,再深处光线不及海面的 1%,已不能进行光合作用。颗石藻的一般属种都在光线充足的上透光带生活,唯独有 3 种生活在透光带下部,它们是:

深水花球藻 *Florisphaera profunda* Okada & Honjo (图 1)

扇状剑石藻 *Gladiolithus flabellatus* (Halldal & Markali) Jordan & Chamberlain

粗壮阿球藻 *Algirosphaera robusta* (Lohmann) Norris

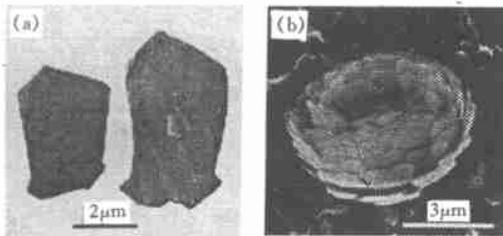


图 1 下透光带钙质超微化石 *Florisphaera profunda* Okada & Honjo

(a) 颗石个体, (b) 颗石球(取自 Okada^[8])

这 3 种最初由 Okada 和 Honjo 在太平洋水层浮游样品中发现^[5],后来 Okada 和 Matsuoka 又在印度洋沉积物中找到^[6]。但三者之中,迄今只有 *F. profunda* 广泛发现。该颗石呈矩形板状,众多颗石犹如花瓣组合成花朵形(图 1),由此得属名。因其形态特异,与一般超微化石不同,直到 Okada 在沉积中发现^[7]之前,在超微化石鉴定中一向被遗漏不计,因而其分布资料不见于早期文献。

作为钙质超微化石中罕见的一个分布广泛但生活在有光带下部的种, *F. profunda* 在古海洋学研究中具有独特的价值。太平洋水层中横向与垂向分布的调查表明, *F. profunda* 是一个低纬度种,不见于 40°N 以北,分布在水温 10~28 范围内的透光带下部,通常在 100 m 以深的水层中,150 m 水深处含量最高^[5]。由于发现该种在表层沉积中的相对含量随水深增加、远离海岸而增大,至水深约 2 000 m 可以高达 50%左右,因而被用作深水标志种^[8,9]。然而我们对南海中、北部表层沉积中的分析发现,该种到 2 000 m 以深海域,含量又行下降^[10];而红海的亚喀巴湾水深逾 1 800 m,仍然未见该种出现^[11]。可见, *F. profunda* 的丰度分布并非简单受水深控制,而是由海水上层复杂的生态因素所决定。

作为浮游藻类, *F. profunda* 在海水中的分布除温度外,主要受营养盐和光的控制。赤道大西洋南北剖面的表层沉积分析表明,随着温跃层的加深,营养跃层的核心层由近表层下降到 -150 m 左右, *F. profunda* 的相对丰度也由 30%许增加到 50%~70%,说明营养跃层的深度控制着该种的百分比^[12]。而西北太平洋日本以南 200 多个站位表层沉积中超微化石成分与海水透光性相比较的结果,发现 *F. profunda* 百分含量随海水透明度增大而增高^[13]。

由此可见, *F. profunda* 相对含量受海水上层结构的控制(图 2):如果水温等其他条件不变,海水混合层厚、温跃层深时营养跃层处在透光层下部,有利于 *F. profunda* 繁盛(图 2(a));海水混合层薄、温跃层浅时营养跃层处在透光层上部,不利于 *F. profunda* 发展,其相对含量低(图 2(b))^[12];一旦陆源碎屑或浮游生物增多使上层海水混浊度加大,生存条件对 *F. profunda* 不利,其相对含量又行下降(图 2(c))。 *F. profunda* 的这种特性,已经成功地用于大西洋^[12]、太平洋^[13]、印度

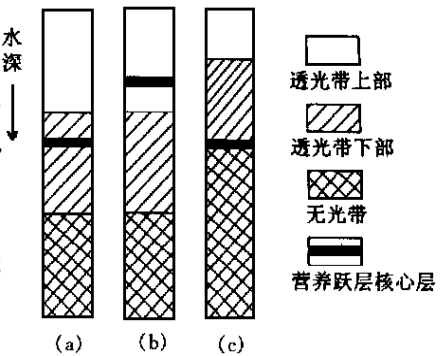


图 2 影响 *Florisphaera profunda* 相对丰度的海水上层结构示意图(据 Molfino & McIntyre^[12]改编)

(a) 温跃层和营养跃层较深,有利于 *F. profunda*; (b) 温跃层和营养跃层较浅,不利于 *F. profunda*; (c) 透光带变薄,不利于 *F. profunda*

洋^[6]和地中海^[14]的晚第四纪地层,为冰期旋回中各海区上层海水结构,尤其是营养跃层的深度变动及由此反映出的大气环流及海流演变,提供了有力的证据。

2 冲绳海槽的晚第四纪超微化石群

现代的冲绳海槽地处黑潮流经的东亚季风区,冰期旋回中无论是季风的盛衰或者黑潮的位移,都可以引起海水上层结构的变化,在超微化石记录中应当有所反映。

冲绳海槽地层中超微化石定量研究资料不多,仅李文勤与冈田^[15]对海槽北部水深 830m 处的 RN80-PC3 作过分析;此次我们又对海槽南部水深 1 574 m 与 1 470 m 的 255 和 170 两柱状样进行定量分析(表 1),3 站的取样分析间距分别为 10 cm, 20 cm 和 12 cm。本次分析每个样均取 0.1g,用蒸馏水配制成 pH 值约 9.5 的溶液 6 ml 浸泡、搅拌成泥浆,取泥浆和聚乙烯醇各一滴均匀涂于 22 mm × 22 mm 大小的盖玻片上,并用中性树胶将盖玻片粘在载玻片上制成固定片。然后将此片置于 Leitze Ortholux 2 Pol BK 偏光镜下放大 630 倍进行观察,并统计其中钙质超微化石的含量。每 10 视域所见钙质超微化石枚数即本文所称超微化石丰度。

表 1 冲绳海槽晚第四纪钙质超微化石定量分析的 3 个沉积柱状样

| 站号 | 站位 | 水深/m | 柱长/cm | 分析样品数 | 资料来源 |
|----------|------------------------|------|-------|-------|--------|
| RN80-PC3 | 29°04.1'N, 127°22.6' E | 830 | 445 | 45 | 文献[15] |
| 170 | 26°38'N, 125°48' E | 1470 | 360 | 30 | 本文 |
| 255 | 25°12'N, 123°06' E | 1574 | 655 | 34 | 本文 |

3 个柱状样中均含有数量不等的钙质超微化石,如 255 柱状样平均每 10 视域含量自 14 至 272 枚不等;以柱深约 200 cm 为界,可分出上下两部分:上部超微化石丰度低,下部丰度高。170 柱状样平均每 10 视域含量自 86 至 590 枚不等;以柱深约 120 cm 为界,也可分出上下两部分:上部超微化石丰度低,下部丰度高。

3 个柱状样钙质超微化石丰度及其 *Florisphaera profunda* 的相对含量垂向变化,如图 3 所示。至于地层年代的确定,255 柱状样有有孔虫 ¹⁸O 曲线和 AMS¹⁴C 测年数据,表明冰期与全新世(¹⁸O 2 期与 1 期)界线在 440cm 处^[16]。将 170 柱状样的各种浮游有孔虫曲线及转换函数古温度曲线与 255 柱状样的相应曲线对比,两者十分相似,籍此可确定 ¹⁸O 第 1/2 期界线在 238 cm 处。RN80-PC3 的相应界线,在大约 180cm 处(图 3)。

3 个柱状样中钙质超微化石属种面貌变化不大,均以 *Gephyrocapsa oceanica* 和 *Emiliania huxleyi* 为主;常见的有 *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *F. profunda*;另外还有 *Rhabdosphaera claviger*, *Pontosphaera* spp., *Syracosphaera* spp., *Ceratolithus* spp., *Braarudosphaera bigelowii*, *Umbellosphaera irregularis* 和 *Umbilicosphaera sibogae* 等。其中 *F. profunda* 一种的百分含量表现出显著的垂向变化,这也正是本文讨论的重点所在。

3 冲绳海槽的上层海水结构变化

冰期旋回中,冲绳海槽上层海水结构的情况发生过重大变化。3 个柱状样中,*F. profunda* 的相对含量呈现大幅度变化,海槽南部变动在 0 到 > 10 % 之间,海槽北部则在 < 10 % 到 > 40 % 之间。冰期时含量最低,全新世开始增高,但在海槽南部到全新世晚期大约距今 4 000a 处再度下降,然后急剧回升(图 3)。*F. profunda* 相对丰度在冰期时低,冰后期高的规律,并非冲

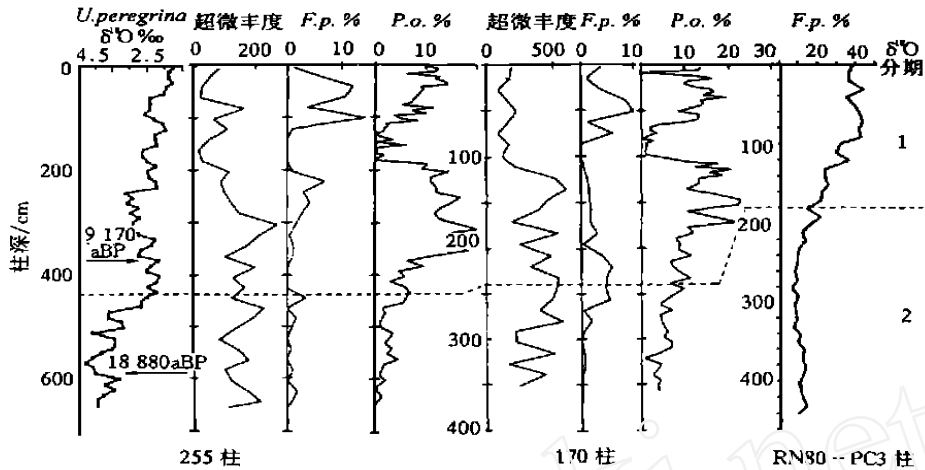


图 3 冲绳海槽沉积柱状样中超微化石丰度、*F. profunda* (*F.p.*) 和浮游有孔虫^[16] *P. obliquiloculata* (*P.o.*) 的百分含量

RN80 - PC3 材料取自李文勤、冈田^[15]

绳海槽所特有,赤道大西洋^[12]和琉球海沟^[13]也已经发现这种现象.造成冰期时 *F. profunda* % 下降的原因,至少可以有两种解释:营养跃层变浅(图 2(b))或者透光性变差(图 2(c)),赤道大西洋近 20 万年来 *F. profunda* % 的变化用前者解释,由此推断是地球轨道的岁差周期造成赤道东风的盛衰^[12];而琉球海沟则用后者解释,为冰期时陆源物输入增加造成浊度上升、透光性减弱所致^[13].那么,冲绳海槽 *F. profunda* % 变化,反映了哪一种情况?

冲绳海槽的温跃层深度,即使现代也有季节性变化^[17].冰期旋回中发生更大幅度的变动,应在预料之中.至于水体透光性的变化,冲绳海槽比琉球海沟更近大陆,冰期旋回中陆源物或营养盐输入增加带来海水上层浊度升高,也十分可能.因此用 *F. profunda* 本身的信息,已难以在两种机理中作出选择,需要其他独立标志才能判断.

浮游有孔虫就是指示上层海水垂向结构的另一种有效标志.深层水种浮游有孔虫对于水深要求的关键,在于在较深的水层中生殖,只有混合层底界的深度超过其生殖深度,新生的幼体才能返回表层、完成生命周期^[4].斜室普林虫 *Pulleniatina obliquiloculata* Parker & Jones 在与温跃层密切相关的叶绿素 a 高值带数量最多^[3],正属于这种深层水种,其相对丰度的上升标志着混合层底界的加深.冲绳海槽 3 个柱状样中,南部两个进行了有孔虫分析,其 *P. obliquiloculata* % 曲线^[16]与 *F. profunda* % 曲线一样,都是冰期时低、全新世高,而且一样显示出距今约 4 000a 前的低值(图 3).浮游动物和浮游植物同时反映了冰期混合层薄、温跃层浅,全新世混合层厚、温跃层深,说明温跃层的升降(图 2(b))应当是冲绳海槽冰期旋回中海水上层垂向结构变化的主要内容.同时,*P. obliquiloculata* 作为热带种,是黑潮的标志,冲绳海槽地层中该种相对丰度的增减,正标志着黑潮的位移.冰期时陆架出露,黑潮东移¹⁾,255,170 站海区的上层被沿岸水占据,跃层变浅、水温降低,*F. profunda* 与 *P. obliquiloculata* 相对减少;全新世海岸后退、黑潮移到陆架外缘,冲绳海槽上层由黑潮外海水构成,上述两种含量

1) Wang P, et al. WESTPAC Paleogeographic Maps (LGM), UNESCO/ IOC Publication, Shanghai, 1995

上升。距今约 4 ka 前两种再度减少,推测也应是黑潮一度再行东移的结果。与沿岸水相比,黑潮水不仅温度高、跃层深,而且悬移物少、生产力低。冰期黑潮东移,冲绳海槽受沿岸水影响增大,也必然使上层海水浊度升高。因此,冰期下透光带超微化石相对含量减少,海水透光性下降的因素(图 2(c))也不能排除。

4 结论

(1) 以 *F. profunda* 为代表的下透光带超微化石的相对含量增减,可以指示海水上层垂向结构的变化,反映混合层下界和温跃层深度的升降,也可能反映上层海水透光性的强弱;

(2) 冲绳海槽近两万年来记录表明,*F. profunda* 的百分含量由冰期向冰后期显著上升,而距今约 4 ka 前又一度下降,与深层水种浮游有孔虫 *P. obliquiloculata* % 的趋势一致;

(3) 这种变化反映了黑潮在冰期旋回中的位移,冰期时黑潮东移使冲绳海槽混合层减薄,温跃层变浅。

海水上层结构十分复杂,控制因素众多,在古海洋学研究中属于新课题,对冲绳海槽来说更属首次,有待在更多材料的基础上作进一步深入探讨,使本文的初步认识得以充实和校正。

致谢 样品由陈荣华和王永吉先生提供,还得到翦知澐博士的帮助,谨此致谢。

参 考 文 献

- Weller R A. Mixing in the upper ocean. *Nature*, 1987, 328(2): 13 ~ 14
- Müller P. Mixed layer dynamics: progress and new directions. *EOS Transaction, AGU*, 1988, 69: 2 ~ 4, 10 ~ 12
- Ravelo A C, Fairbanks R G, Philander G. Reconstructing tropical Atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model. *Paleoceanography*, 1990, 5: 409 ~ 431
- Lohmann G P. Increasing seasonal upwelling in the subtropical South Atlantic over the past 700 000 yrs: Evidence from deep - living planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 1992, 19: 1 ~ 12
- Okada H, Honjo S. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Res*, 1973, 20: 355 ~ 374
- Okada H, Matsuoka M. Lower-photic nanoflora as an indicator of the late Quaternary monsoonal palaeo-record in the tropical Indian Ocean. In: Mogelevsky A, Whatley R, eds. *Microfossils and Oceanic Environments*. University of Wales, Aberystwyth Press, 1996. 231 ~ 245
- Okada H. Calcareous nanofossils from deep sea drilling project sites 442 through 446, Philippine Sea. In: de Vries Klein G, Kobayashi K, eds. *Init Rep DSDP*. Washington D C, 1980, 58: 549 ~ 565
- Okada H. Modern nanofossil assemblages in sediments of coastal and marginal seas along the western Pacific Ocean. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 1983, 30: 171 ~ 187
- Okada H. Biogeographic control on modern nanofossil assemblages in surface sediments of Atsumi Bay, Ise Bay and Kumano-nada, off coast of Central Japan. *Mem 1st Geol Mineral Univ Padova, Padova*, 1992, 43: 431 ~ 449
- Cheng Xinrong. Calcareous nanofossils in surface sediments of the central and northern parts of the South China Sea. *Journal of Micropaleontology*, 1992, 11(2): 167 ~ 176
- Winter A, Reiss Z, Luz B. Distribution of living coccolithophore assemblages in the Gulf of Elat (Aqaba). *Marine Micropaleontology*, 1979, 4: 197 ~ 223
- Molfini B, McIntyre A. Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic. *Science*, 1990, 249: 766 ~ 769
- Ahagon N, Tanaka Y, Ujiie H. *Florisphaera profunda*, a possible nanoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Marine Micropaleontology*, 1993, 22: 255 ~ 273
- Castradori D. Calcareous nanofossils and the origin of eastern Mediterranean sapropels. *Paleoceanography*, 1993, 8(4): 459 ~ 471
- 李文勤, 冈田尚武. 赤道太平洋 东シナ海と日本海のコアに見られる石灰質ナンノ化石古相と古環境の関係. *山形大学紀要(自然科学)*, 1985, 11(2): 177 ~ 191
- 翦知澐, 李保华, Pflaumann U, 等. 西太平洋晚全新世变冷事件. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(5): 461 ~ 466
- Chern C S, Wang J. Influence of seasonal thermocline on the intrusion of Kuroshio across the continental shelf northeast of Taiwan. *Journal of Oceanography*, 1994, 50: 691 ~ 711