

南海地质研究

(2003)

GEOLOGICAL RESEARCH OF
SOUTH CHINA SEA

(2003)

广州海洋地质调查局 编

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 提 要

《南海地质研究》(十五)一书共收集了关于南海地区的16篇研究论文。分别从南海地区的构造运动特征,盆地沉降,海域内的油气成藏条件,以及天然气水合物的识别方法和赋存围岩,磷的累积量对大气CO₂的指示意义等方面进行了研究。特别是对天然气水合物的研究为未来在该地区寻找新的能源提供了重要的参考价值。

本书可供从事海洋地质、油气地质专业的生产、科研人员及高校师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

南海地质研究 2003/ 国土资源部广州海洋地质调查局编 .
—北京:地质出版社,2004.6
ISBN 7-116-04140-0

. 南... . 国... . 海洋地质学—丛刊
. P736 - 55

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2004)第 059130 号

责任编辑:曾繁彩 白 铁 蔡秋荣 梁世容 李凯明

责任校对:黄苏晔

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083

电 话:(010)82324508(邮购部)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010)82310759

印 刷:北京印刷学院实习工厂

开 本:787mm × 1092mm $\frac{1}{16}$

印 张:8

字 数:190千字

印 数:1—700册

版 次:2004年6月北京第一版·第一次印刷

定 价:25.00元

ISBN 7-116-04140-0/ P·2487

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社出版处负责调换)

目 录

南海北部陆坡 5 万年来沉积磷积累及其对大气 CO ₂ 变化的指示意义	吴能友	翁焕新	张兴茂	钟和贤 (1)
南沙海域新生代构造运动特征及成因探讨	万 玲	吴能友	姚伯初	曾维军 (8)
曾母盆地西部典型构造沉降史研究	白志琳	高红芳	王后金	郭依群 (17)
南海万安盆地中部油气成藏特征	梁金强	杨木壮	张光学	马胜中 (27)
南沙海域沉积盆地与油气地质条件				刘振湖 (35)
天然气水合物稳定域热流场计算方法研究	吴庐山	陈宏文	李文成	(46)
BSR 的反射波特征及其对天然气水合物识别的应用	沙志彬	杨木壮	梁金强	龚跃华 (55)
潮汕坳陷地壳结构探测初步成果	王嘹亮	张志荣	阎 贫	罗文造 (62)
什么样的围岩更有利于天然气水合物赋存——砂?泥? ...	王宏斌	蔡秋蓉	陈 弘	(68)
西太平洋 MF 海山磁异常特征及其地质解释	梁 劲	沙志彬	陈 弘	(74)
沉积物粒度分析软件程序设计	梁蓓雯	王金莲	朱美琼	(82)
地震资料在 FOCUS 系统中任意时间段输入/输出的实现		钟政华	陈宏文	(88)
海洋油气资源调查与评价数据库系统的设计与实现	王刚龙	李绍荣	陈泓君	曾繁彩 (94)
礼乐盆地中生界初探	李文成	严俊嵩	王立飞	张 莉 (102)
大亚湾北部地区工程地质特征	李植庭	钟广见	黄家坚	(108)
珠江口外伶仃防波堤堤址工程地质特征.....				叶广惠 (115)

南海北部陆坡 5 万年来沉积磷积累及其对大气 CO₂ 变化的指示意义

吴能友¹ 翁焕新² 张兴茂² 钟和贤¹

(1. 广州海洋地质调查局, 广州, 510075; 2. 浙江大学环境与生物地球化学研究所, 杭州, 310027)

摘要 南海北部陆坡 SZ2 大型重力活塞柱状沉积物岩心提供了 5 万年以来的沉积记录。沉积物中陆源磷对海洋的供应量基本恒定, 不同深度磷含量的变化受气候和环境变化的影响。根据沉积磷的含量随深度的变化与碳酸钙含量变化的负相关性, 以及通过化学平衡计算得到的海水中 P_{CO₂} 与 PO₄³⁻ 的消长关系, 表明南海北部陆坡沉积磷的积累与大气 CO₂ 的变化相关联, 为揭示导致冰期大气 CO₂ 浓度降低的关键性因素提供了新的证据。

关键词 南海北部陆坡 沉积磷 碳酸钙 大气 CO₂

1 前 言

自南极的冰心记录中发现末次冰期大气 CO₂ 的浓度较全新世低 $(80 \sim 100) \times 10^{-6}$ 以来 (Barnola et al., 1987), 许多学者从海洋物理、化学和生物过程中去寻找控制大气 CO₂ 浓度变化的因素, 并取得了一系列重要的成果 (Matin, 1990; Watson et al., 2000; Lefever et al., 1999; Morales et al., 2002), 其中关于磷作为一个营养元素对海洋生产力起着重要的限制作用, 从而最终影响到大气 CO₂ 和气候的问题引起了学术界的高度关注 (Holland, 1994; Tyrrell, 1999)。然而, 由于目前关于磷的生物地球化学循环对大气 CO₂ 浓度的影响, 主要是通过研究现代过程来推测过去的, 而对地质时期磷的环境与生物地球化学与古气候变化相关的记录, 被揭示得还很少。因此, 迄今为止, 磷的生物地球化学过程对造成冰期大气 CO₂ 含量水平明显降低所带来的关键性影响, 仍没取得一个满意的结论。

通过研究南海北部陆坡柱状沉积物岩心中磷含量随深度的变化, 及其与碳酸钙含量之间的相互关系, 并通过不同结合态磷与海水中 CO₂ 平衡关系的理论计算, 本文从海洋沉积物中直接提取有关磷的环境地球化学信息, 并从生物地球化学的角度, 讨论了沉积磷的积累与大气 CO₂ 变化的耦合关系, 从而为揭示导致末次冰期大气 CO₂ 浓度降低的关键性因素提供新的论据。

本项研究得到国家自然科学基金资助(批准号: 49973032)。

第一作者简介: 吴能友, 男, 1965 年生, 博士, 现任广州海洋地质调查局副总工程师、教授级高工, 主要从事海洋构造地质、第四纪地质与环境调查研究。

2 样品与分析

本文研究的样品为 SZ2 大型重力活塞柱状沉积物岩心, 采自南海北部陆坡水深 2903m 处, 地理位置为 20°29'43.8" N, 119°07'04.3" E。沉积岩心长 7.54m, 沉积物类型基本一致, 为灰色粉砂质粘土。

本次研究取样间隔为 3cm, 共采集样品 251 个, 分辨率为百年尺度。沉积物样品在 40℃ 的恒温箱中烘干, 研细。称取 1.0g 放于烧杯中, 加入 10mL70% 的 HClO₄, 在 120℃ 下消化, 直至溶液退色, 浓烈的 HClO₄ 气烟出现, SiO₂ 变成白色为止。冷却后, 用去离子水定容至 250mL, 然后用分光光度计测定总磷, 最低检出限为 0.01mg/L。

磷的不同结合形态按 Weng 等(1994)提出的方法测定。用重复样品和标准样品 CRMMESS-1 检测分析误差小于 5%。

碳酸钙含量分析, 称取样品 0.25g, 用 10% 的醋酸溶液 15mL 溶解碳酸钙, 100℃ 水中加热 30 分钟, 定容至 250mL, 离心过滤, 然后用原子吸收分光光度法测定钙离子的含量。

在柱状沉积物岩心 143~160cm 处, 测得的¹⁴C 年龄为 (7500 ± 150)a。

3 结果与讨论

图 1 为南海北部陆坡沉积物中总磷与碳酸钙含量随深度的变化曲线。沉积物中总磷含量的变化具有两种明显不同的变化趋势。在 1m 深度(根据实测的¹⁴C 年龄推测, 大约为 5000a B.P.)以下, 尽管在不同的深度, 沉积磷的含量存在较大幅度的高低变化, 最大极差可达 224.33×10^{-6} 但随深度变化平缓, 仅在 $(420 \sim 450) \times 10^{-6}$ 之间波动。现有的研究成果认为, 在人类活动之前, 大陆风化物是海洋磷最主要的来源(Froelich et al., 1982), 南海沉积磷大约 70% 是来自亚洲南部和附近岛屿提供的陆源物质(Milliman et al., 1983)。南海沉积磷主要含量在如此小的幅度范围内变化, 说明了在没有人为因素影响的自然环境下, 由周围陆源供给海洋的磷, 总体数量上保持基本恒定。因此不难理解, 在不同深度的沉积物中, 出现总磷含量变化偏离主要含量的现象, 是由于受气候和环境变化导致磷的生物地球化学过程发生变化而引起的。

在 1m 深度以上, 沉积物中总磷的含量变化呈现出明显增高的趋势。从自然的因素考虑, 这一方面说明了由于气候的自然转暖, 各种环境条件有利于沉积磷的积累; 另一方面, 特别在 0.3m 深度以上, 沉积磷的含量陡然增高, 这可能与沉积物中氧化铁对磷的吸附有关(Feel et al., 1998), 同时也反映了人类活动增加了磷向海洋的排放。因此, 南海陆坡近现代沉积物中磷含量的增加, 是自然过程与人为因素综合作用的结果。

对比 1m 深度以上和以下沉积物中磷含量的变化, 在 5000 年前后南海沉积磷在沉积和积累过程中存在明显差异。

南海北部陆坡沉积物中碳酸钙的含量变化与沉积磷的含量变化呈负相关性(图 1)。从图 1 中可以看到, 几乎每一个总磷的峰值都对应一个碳酸钙的谷值, 而每一个总磷的谷值对应一个碳酸钙的峰值, $w(\text{TP})/w(\text{CaCO}_3)$ 的比值也表明了两者之间存在明显的负相关性。大量柱状沉积物岩心样的分析已经证明(汪品先, 1995; 钱建兴, 1999)南海存在两种碳酸盐旋回: 在溶跃面以上, 碳酸钙含量主要受陆源碎屑沉积物的稀释作用控制, 为“大西洋型”; 溶

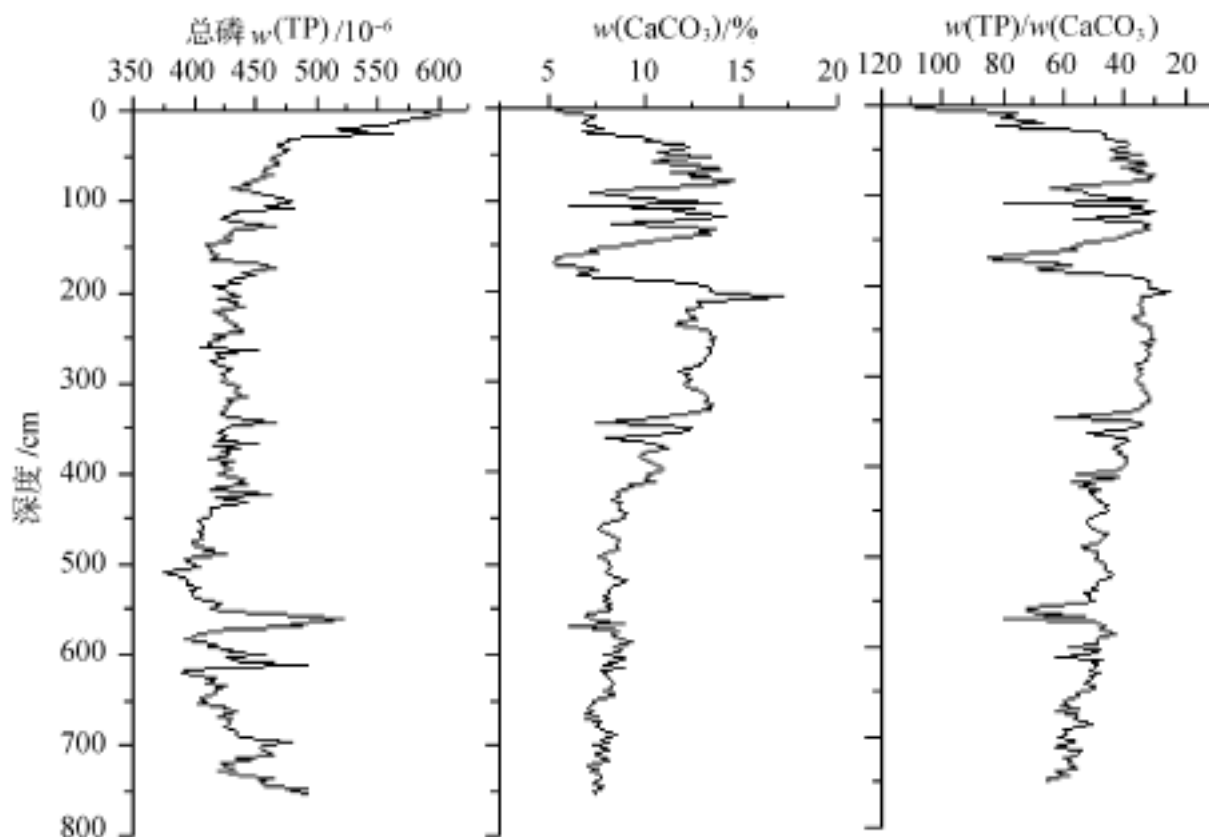


图 1 南海北部陆坡沉积物中总磷与碳酸钙含量随深度变化的负相关性
 Fig.1 Relationship between the total phosphorus and CaCO_3 in sediments from the north slope of South China Sea

跃面以下,碳酸钙含量主要受深海溶解作用控制,为“太平洋型”,即在冰期时含量高,在间冰期时含量低。南海现代碳酸钙溶跃面(CLD)大约为 2900m(汪品先,1995),本文研究的柱状沉积物岩心样采自 2900m 以下,碳酸钙的含量变化曲线呈“太平洋型”,与 ^{18}O 第 3 期以来南海同类型 CaCO_3 曲线的变化相一致(Thunell et al., 1992),即沉积物中碳酸钙含量在冰期增加,而间冰期减少。南海北部陆坡沉积物中磷含量与碳酸钙含量呈负相关,说明了冰期时当碳酸钙在沉积物中富集时,磷的积累量是减少的,而在间冰期当碳酸钙在沉积物中的积累量减少时,沉积磷却得到了富集。

南海陆坡沉积物中可以被稀酸提取的不同结合态磷(Ca-P、Fe-P、Al-P),约占无机磷的 70%,其中 Ca-P 占 95% 以上(图 2),这说明了来自陆源的磷,主要以钙磷酸盐的形式存在于

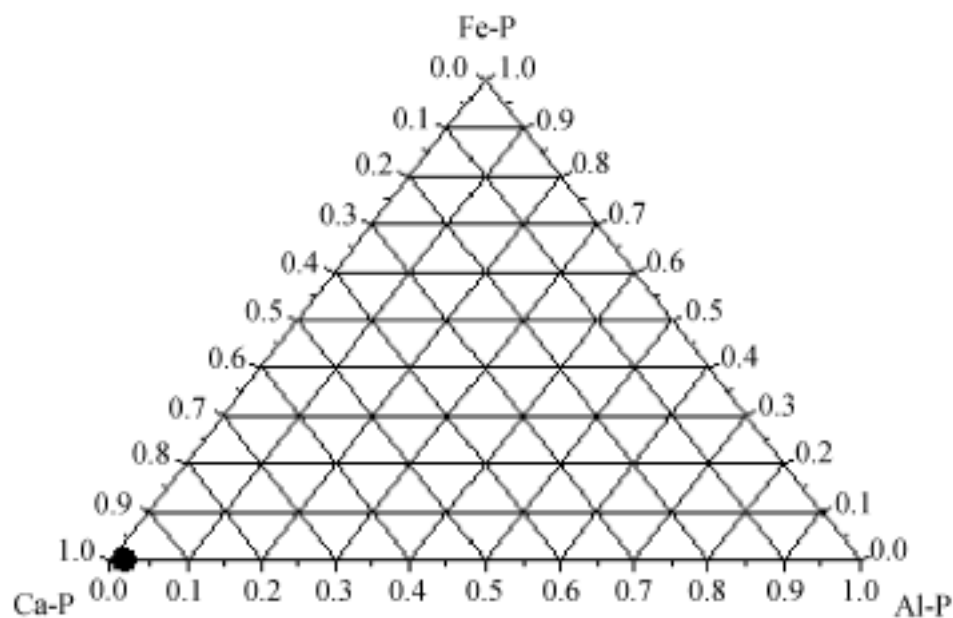
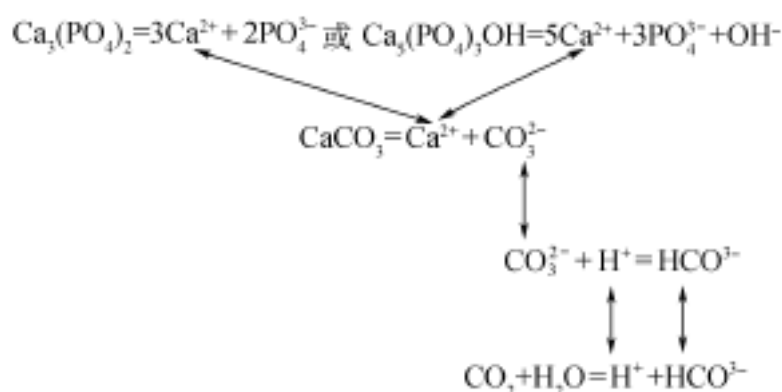


图 2 沉积物中不同结合态磷(Ca-P, Fe-P, Al-P)的三角相图
 Fig.2 Tri-diagram of different kinds of phosphorus (Ca-P, Fe-P and Al-P) in sediments

沉积物中。在风化溶液中,有相当数量的磷矿物[如 $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$]粉末以悬浮物,或钙磷酸盐[$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$]以胶体的形式被带入海洋中如(赵其渊,1989)。由于钙磷酸盐的浓度积很小[($\text{p} K_{\text{sp}}(\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2) = 28.7$; $\text{p} K_{\text{sp}}(\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}) = 55.6$],因此,来自陆源的磷只有很小一部分,大约 5% 可以被海洋生物利用,其余直接进入海洋沉积物(LcElroy,1983)。

但是,钙磷酸盐可溶于富含 CO_2 的水中(钱建兴,1999)。海水中 CO_2 、 CaCO_3 和钙磷酸盐之间存在以下反应系列(赵其渊,1989;Schulz et al.,1982):



根据上列各反应的浓度积(K_{sp}),计算 $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ 与 CO_2 、 $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ 与 CO_2 的化学平衡关系式分别为:

$$(1) [\text{PO}_4]^{3-} = 10^{-5.18} \text{pCO}_2^{1.5}$$

$$(2) [\text{PO}_4]^{3-} = 10^{-4.23} \text{pCO}_2^{1.67}$$

图 3 给出了海水中 pCO_2 和 PO_4^{3-} 之间的相互关系。图中曲线说明了当海水中 CO_2 的含量升高,无论是磷矿物碎屑[$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$],还是钙磷酸盐[$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$],均会使部分磷被释放出来进入海水,从而增加海水中 PO_4^{3-} 的含量。

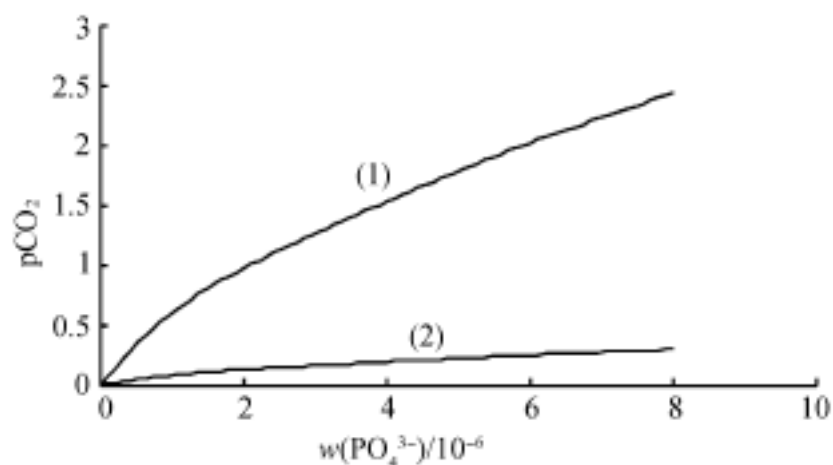


图 3 海水中 pCO_2 与 PO_4^{3-} 之间的消长关系

Fig. 3 Relationship between pCO_2 and PO_4^{3-} in sea water

(1) $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$; (2) $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$

二氧化碳在海水中的溶解度与温度成反比(赵其渊,1989)。因此,在冰期,由于水温较低,使海水中含有较多的 CO_2 ,这有利于来自陆源的磷从固相中析出,使海水中 PO_4^{3-} 的浓度增加。磷是海洋生物最终的限制性营养物质(Tyrrell,1999),海水中溶解态磷可以被有机体反复吸收利用,海水中 PO_4^{3-} 的浓度提高会大大刺激海洋初级生产力。这样,一方面海洋植物的光合作用,需要大量地吸收 CO_2 ;另一方面,海水中的 CO_3^{2-} 又被浮游生物转变为碳

酸钙壳体,并以生物遗骸的形式被固定在沉积物中,从而使更多的大气 CO_2 溶入海洋,这必然导致大气 CO_2 的浓度降低。在这个生物地球化学过程中,由于钙磷酸盐的溶解度增加,使一部分磷溶入海水而被生物所吸收利用,直接导致了磷沉积量的减少。尽管被生物消耗,加入到有机体中的磷会随着生物碎屑自表层水向下沉淀,但是在深层水中,因有机质被分解,磷又重新进入海水中;即使已经沉积的钙磷酸盐,也会因为深层 CO_2 含量的增加,使部分磷从沉积物中析出。冰期时冷而密度大的表层水,或咸而密度大的表层水,促使表层水和深层水的对流循环,上升流可以将磷从深层水中被再次带入表层水,为生物重新利用。而在深层水中得到富集的是不分解的生物遗骸部分,则加入了海底沉积物。我们所揭示的南海陆坡柱状沉积物岩心中沉积磷的减少与碳酸钙增加,正是记录了这个生物地球化学过程所产生的最终结果(图 1)。

南海生源沉积以 CaCO_3 为主,蛋白石为次,沉积物中碳酸钙主要来自浮游生物壳体,浮游有孔虫的丰度与 CaCO_3 含量基本平行(图 4)(卞云华等,1992),这进一步说明了冰期时,海水中 CO_2 和 PO_4^{3-} 浓度的增加,促进了浮游生物大量繁殖。

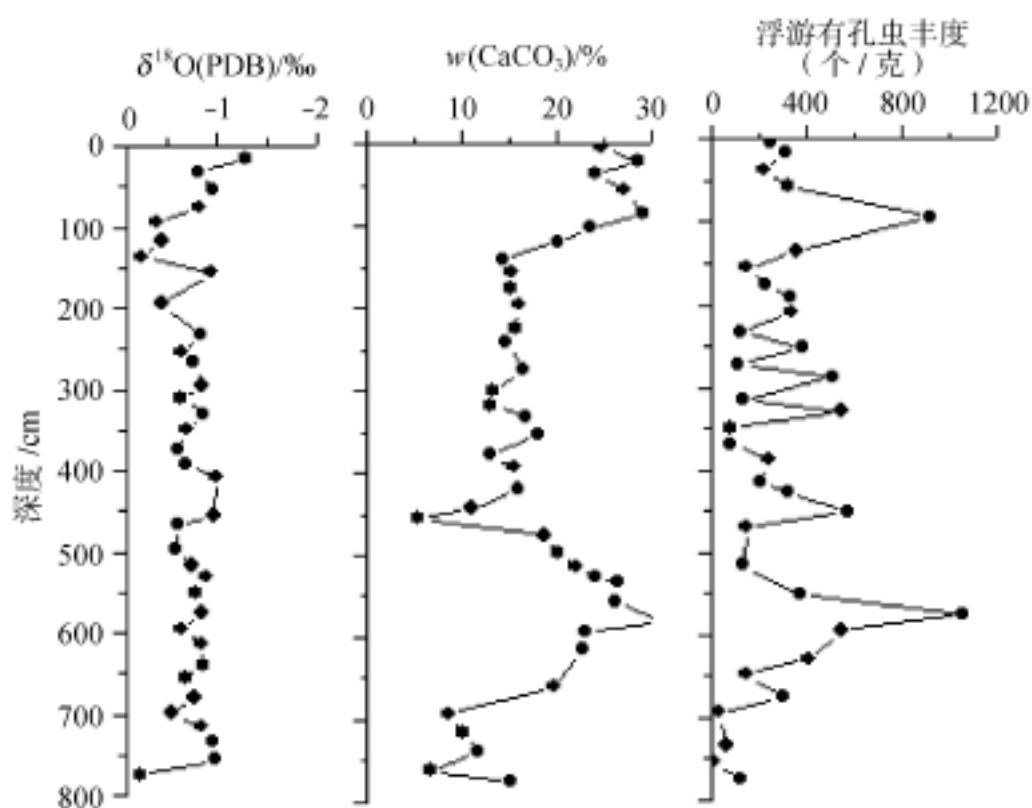


图 4 南海北部陆坡沉积物中碳酸钙与浮游有孔虫的丰度相对应
(据卞云华等,1992)

Fig.4 Relationship between $\delta^{18}\text{O(PDB)}$, CaCO_3 and content of planktonic foraminifera in sediments from the north slope of South China Sea
(after Bian et al., 1992)

在间冰期,陆源磷按正常沉积作用被积累在沉积物中,因此,生源碳酸钙不仅因为受磷营养物质供应量的限制,在产量上较冰期时有所降低,而且又因海平面上升,原来所给定的海底位置下降到溶跃面以下的深度,使碳酸钙受深海溶解作用控制,这时,沉积物中磷含量增加而碳酸钙含量降低,这个过程的结果导致了海洋不仅不会像在冰期时因深海 CO_3^{2-} 增多,而使大气 CO_2 减少,而是由于海水中 CO_3^{2-} 减少而 HCO_3^- 增多,使大气 CO_2 增多。

Levin(1994)对赤道太平洋 250 万年来的沉积纪录中,总磷含量在垂直方向上的变化与

氧同位素(^{18}O)的变化进行比较,同样显示了沉积磷在冰期的积累速率较低,而在间冰期有较高积累速率的结果(Levin et al., 1994)。这说明了我们的研究所揭示的现象,在更大的空间尺度和更长的时间跨度里普遍存在。

4 结 论

南海陆坡柱状沉积物岩心中总磷含量变化与碳酸钙含量的变化呈负相关关系,记录了冰期与间冰期沉积磷的积累与大气 CO_2 变化的相互影响。冰期时,由于海洋表层温度降低,可以增加海水中 CO_2 的含量,这使得进入海洋的陆源风化物中钙磷酸盐 $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ 或 $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2]$ 的溶解度增加,从而导致海水中 PO_4^{3-} 的含量增高,这将大大刺激海洋生产力。这时,一方面,海洋植物的光合作用需要大量的 CO_2 ;另一方面,浮游生物需要大量的 CO_3^{2-} 构建壳体,并以 CaCO_3 的形式积累在沉积物中,在这个生物地球化学作用过程的双重作用下,促使更多的 CO_2 溶入海洋,最终导致大气中 CO_2 的含量减少。间冰期时,磷在沉积物中的正常积累,致使海洋中 PO_4^{3-} 含量大幅度降低,从而使生物量骤减和沉积物中碳酸钙的含量减少,这导致海洋对 CO_2 的吸收比冰期时明显减少,使大气 CO_2 的含量得到回升。

根据南海北部陆坡沉积物中所揭示的磷含量减少与碳酸钙含量增加的纪录,以及海水中 CO_2 与 PO_4^{3-} 之间的耦合关系,沉积磷积累量减少和碳酸钙积累量的增加,可能是引起冰期大气圈 CO_2 降低的一个关键性原因。

参 考 文 献

- 卞云华,汪品先,郑连福.1992.南海北部晚第四纪浮游有孔虫的溶解作用旋回.南海晚第四纪古海洋学研究,青岛海洋大学出版社,261~273
- 钱建兴.1999.晚第四纪以来南海古海洋学研究.北京:科学出版社
- 汪品先.1995.十五万年来的南海.上海:同济大学出版社
- 赵其渊.1989.海洋地球化学.北京:地质出版社,14~15,188~192
- Barnola J M, Raynaud E, Korolkevich Y S, Lorius C. 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . Nature, 329: 408~414
- Broecker, W S.1982. Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. Prog. Oceanog., 11:151~197
- Feel R A. 1998. Geophysical Research letters, 25(13)
- Froelich D N. et al. 1982. The marine phosphorus cycle, American Journal of Science, 282: 474~511
- Holland H D. 1994. The phosphorus-oxygen connection, Ocean Sciences Meeting
- Huanxin W, B J Presley, D. 1994. Armstrong, Distribution of sedimentary phosphorus in Gulf of Mexico estuaries, Marine Environmental Research, 37(4), 375~392
- Lefever N, Watson A J.1999. Modelling the geochemical cycle of iron in the oceans and its impact on atmospheric carbon dioxide concentrations, Glob. Biogeochem. Cycles 13: 727~736
- Levin, A L et al. 1994. Glacial/ interglacial variation in phosphorus accumulation rates in equatorial Pacific sediments. Ocean Sciences Meeting
- Martin J H. 1990. Glacial-interglacial CO_2 change; the iron hypothesis. Paleoceanography, 5: 1~13
- McElroy M B.1983. Marine biological controls on atmospheric CO_2 and climate. Nature, 302: 329~329
- Milliman J D, Meade R H. 1983. World-wide delivery of river sediment to the ocean, Jour. Geology, 91(1):1~21

- Morales Maqueda M A, Rahmetorf S. 2002 .Did Antarctic sea-ice expansion cause glacial CO₂ decline ? *Geophysical Research Letters*, 29 (1)
- Schulz H D, Zabel M. 2000 . *Marine geochemistry*. Springer-Verlay Berlin, 289 ~ 292
- Tyrrell T. 1999 . The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production, *Nature*, 400:525 ~ 531
- Thunell R C, Miao Q, Calvert S T, Pedersen T F. 1992 .Glacial-Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: productivity variations and surface water pCO₂. *Paleoceanography*, 7:143 ~ 162
- Watson A J, Bakker D C E, Ridgwell A J, Boyd P W, Law C S .2000 .Effect of iron supply on southern ocean CO₂ uptake and implications for glacial atmospheric CO₂ . *Nature*, 407: 730 ~ 733

Phosphorus Accumulation in Sediments from the North Slope, South China Sea Since 50 ka BP. and Its Indicating Significances on Changes of Atmospheric CO₂

Wu Nengyou¹ Weng Huanxin² Zhang Xingmao² Zhong Hexian¹

(1. Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760;

2. Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou, 310027)

Abstract: The piston core SZ2 (7.54m long) from the north slope of South China Sea (2903 m WD, 20°29'43.8 N, 119°07'04.3 E) provides the Sedimentary records since 50 ka BP. The deposited phosphorus accumulation in sediments of SZ2 at the scale of 100 years and its relation to the atmospheric CO₂ change have been discussed in this paper.

The input of phosphorus from the continent to the sea is basically constant under the natural environmental condition. The phosphorus content changes in different depths are controlled by the climatic and environmental changes and are of the negative correlation to those of calcium carbonate. The chemical equilibrium calculation shows that the contents of pCO₂ and PO₄³⁻ in the sea water have the negative relationship. Therefore, the deposited phosphorus accumulation in sediments from the north slope of South China Sea is related to the atmospheric CO₂, and this may provide the new evidence that reveal the key factors causing the glacial CO₂ decline.

Key Words: Deposited phosphorus Calcium carbonate Atmospheric CO₂ North slope of South China Sea

南沙海域新生代构造运动特征及成因探讨

万玲 吴能友 姚伯初 曾维军

(广州海洋地质调查局,广州,510760)

摘要 根据海区地震反射界面、地震层序、断裂和褶皱等方面的不同特征,结合已有钻井资料和围区陆地地质,南沙地区新生代期间大致可划分出四次重要的构造运动——礼乐运动、西卫运动、南海运动和南沙运动。频繁的构造运动反映了南沙地区新生代构造的活动性,也造成了这一地区构造样式的多样性。这一系列运动的产生与南海周缘太平洋板块、菲律宾海板块和印度-澳大利亚板块在新生代期间与欧亚板块间的相对运动和相互作用有密切关系。

关键词 南沙 构造运动 新生代 地震反射 地震层序

1 前言

南沙海域位于南海南部地区,在大地构造位置上南海属欧亚板块、太平洋板块、菲律宾海板块和印度-澳大利亚板块衔接部位,新生代期间,太平洋板块对欧亚大陆的俯冲、印度-澳大利亚板块与欧亚大陆在西藏的碰撞和沿苏门答腊海沟和爪哇海沟与东南亚板块之间的汇聚、菲律宾海板块向北漂移并伴随的逆时针转动,及至上新世时在台湾与欧亚板块发生碰撞。在这一区域构造背景下,南海在新生代期间产生裂解和离散,形成了西南次海盆和东部次海盆,在其南北陆缘地层中留下了多次构造运动的痕迹。本文通过钻井所揭示的地层接触关系、地震反射层特征以及围区陆地地质资料,综合反映了南沙海域新生代期间构造运动特征,可划分出四次构造运动(表1),即发生在中生代末至新生代初的礼乐运动、中晚始新世的西卫运动、晚渐新世的南海运动和中中新世的南沙运动,并与南沙邻区进行对比,探讨了南沙海域四次区域性构造运动产生的原因。

2 南沙海域新生代构造运动特征

2.1 礼乐运动

礼乐运动始于晚白垩世,部分地区一直延续到始新世,在南沙海域因礼乐地区表现较为突出,故命名为礼乐运动。在地震剖面上(图1)以 T_g 界面为特征,相当于基底不整合面,但该界面具有穿时性,不同发育时期的新生代地层覆盖在该剥蚀面之上。

礼乐滩的桑帕吉塔1井钻遇了该不整合面,古新世河流-三角洲相地层覆盖在早白垩世

第一作者简介:万玲,女,1998年毕业于南京大学地球科学系,博士,高级工程师,现主要从事海洋地质研究及调查工作。

表 1 南沙海域及邻区新生代构造运动

Table 1 Cenozoic tectonic movement in Nansha and adjacent area

地震反射界面 (南沙海域)	构造运动	构造演化	与邻区构造运动对比	
			南海北部	台湾地区
$T_3^1-T_3$	南沙运动 (N_1^3/N_1^2)	区域沉降	东沙运动 (N_1^3/N_1^2)	海岸山脉运动 (N_1^3/N_1^2)
T_4	南海运动 (E_3^2/E_3^1)	中央海盆扩张	南海运动 (E_3^2/E_3^1)	埔里运动 (R/E)
T_5	西卫运动 (E_2^3/E_2^2)	西南次海盆扩张		
T_6	礼乐运动 (K_2-E_2/K_1)	区域张裂	神狐运动 (K_2-E_2/K_1)	太平运动 (K_2)

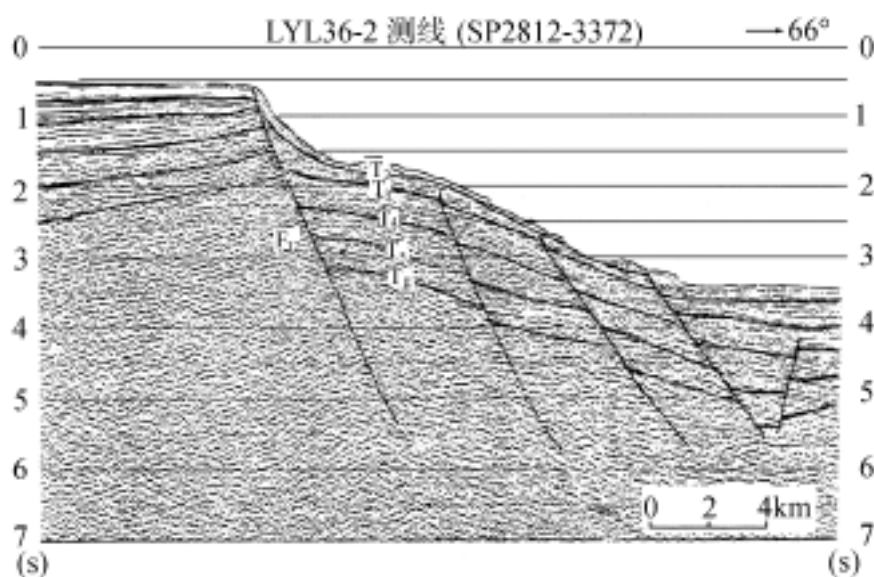


图 1 南沙中北部海域礼乐滩地震剖面选段

Fig. 1 Seismic profile in Reed Bank of middle-northern Nansha area

边缘海相地层之上;在西北巴拉望陆架,晚始新世碎屑岩盖在早白垩世及以前地层之上;这一区域性不整合面也见于南海北部地区,如台西南盆地钻井揭示,渐新世内浅海地层不整合于早中白垩世河流-浅海相地层之上。不整合面上下沉积相以及地层岩性的明显改变反映了这是一次十分强烈的构造运动,波及范围较大。

这次构造运动在南沙海域不同地区的表现形式有所不同,在南沙中北部广大地区以张性断裂为特征,形成一系列北东向和北北东向裂隙槽。而在南部及西北婆罗洲表现为俯冲造山特征,形成古晋造山带。该期构造运动使前新生代大部分地层发生了不同程度的变质和岩浆岩侵位,礼乐滩拖网采集到晚侏罗世—早白垩世变质岩,在台西南钻井中钻遇早中白垩世浅变质页岩,在珠江口、万安盆地以及曾母盆地中有大量钻遇时代为 $(80 \pm 2.4) \text{Ma} \sim (129 \pm 7) \text{Ma}$ 的中生代花岗岩、花岗闪长岩以及火山碎屑岩,其岩石化学、稀土元素特征等分析表明属减薄大陆边缘活动带产物(李平鲁,1999)。

2.2 西卫运动

西卫运动始于中晚始新世之间,在地震剖面上以 T_5 界面为代表。此次构造运动在南沙地区形成一个区域性不整合面,但运动的发生在各地区不是一个等时面,层位上下时代略有变化。在万安盆地和南沙中北部地区,隆起区上, T_5 往往与 T_g 界面重合,在坳陷部位, T_5 界面表现出削截、上超等现象;礼乐滩桑帕吉塔—1 井, E_2^2 为半深海相的泥岩、粉砂岩, E_2^3 为浅海相的粗碎屑岩,上下两套地层所反映的沉积环境和沉积建造均有较大差别。该不整合面为半深海相与边缘海相的分界面;在沙捞越地区,拉让群内部贝加拉组与上覆塔陶组之间表现为明显的角度不整合,在沙巴克罗克组晚中始新世沉积物中发现改造过的晚白垩—早始新世超微化石,表明有一次活跃的抬升剥蚀期,在地震剖面上,该不整合面相当于沙巴和沙捞越的深部不整合;在曾母盆地,该不整合面分隔了晚白垩世—中始新世褶皱变质岩与晚始新世—渐新世非变质岩系。在吕宋地区,晚始新世以前地层褶皱隆起,强烈的剥蚀作用使早、中渐新世地层缺失。

在地震剖面上(图 2), T_5 与 T_g 之间的沉积表现为楔状充填,其边界往往为断裂所控制,厚度变化大,局部有不同程度的褶皱变形,其特征相当于同张裂沉积系。

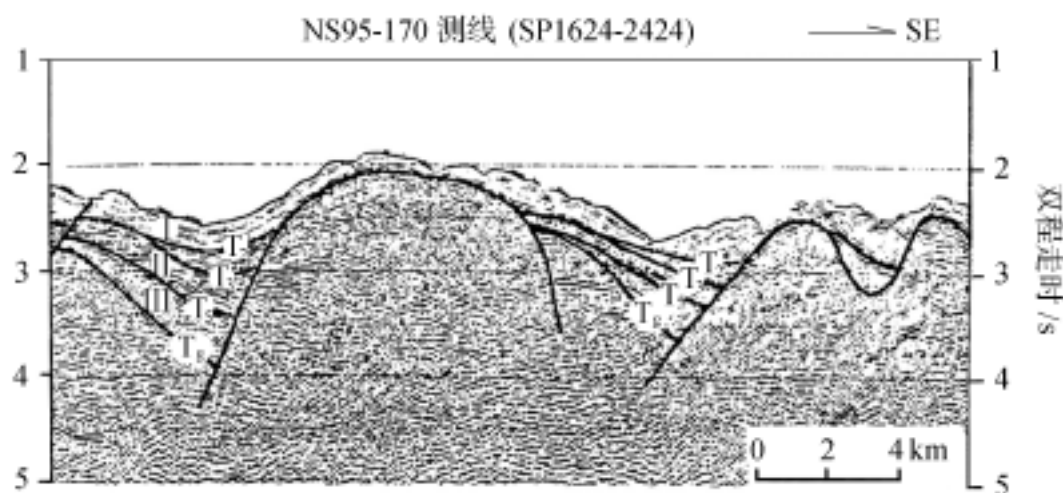


图 2 南沙海域地震剖面选段
(据姚永坚等,1998)

Fig.2 Seismic profile in Nansha area
(after Yao Yongjian et al., 1998)

2.3 南海运动

南海运动始于渐新世晚期,最早由何廉声等(1979)命名,在地震剖面上以 T_4 界面为代表,在南沙地区可全区追踪对比,相当于南海东部次海盆扩张前的破裂不整合面,但这一界面的形成具有穿时性。在万安盆地、曾母盆地, T_4 界面位于渐新统与中新统之间,在南薇西盆地、北康盆地、礼乐盆地以及南沙东南部海域,其时间定位在早晚渐新世之间,表明此次运动在南沙海域东部发生时间早,而西部发生晚。该界面在南海不同地区表现形式不一样,在北康盆地、曾母盆地、南薇西盆地和万安盆地(图 3),界面上下地层反射特征明显不同,下部为弱振幅、断续反射,上部为中强振幅、中高频、较连续反射,反映自下而上沉积物由粗变细的变化规律;在南薇东盆地、九章盆地和安渡北盆地则为上超充填沉积;礼乐滩桑帕吉塔 - 1 井揭示,该界面上下为两套全然不同的沉积,其下为边缘海相砂岩夹泥岩、粉砂岩,其上为灰

岩;在曾母盆地表现为东巴林坳陷中旋回 与旋回 之间为明显的角度不整合;在南沙海槽地区,相当于德国“SONNE”号在南沙海槽地震剖面上所表示的蓝色不整合,该界面之下地层有明显剥蚀现象,上、下两套地震层序具截然不同的特征。但在构造格局上,除万安盆地可以见到 T_4 以上沉积、沉降中心与 T_4 以下沉积、沉降中心不重合,其余盆地中界面上下构造具有一定的继承性,表现为断陷进一步陷落加深,盆地沉积范围逐渐扩大。

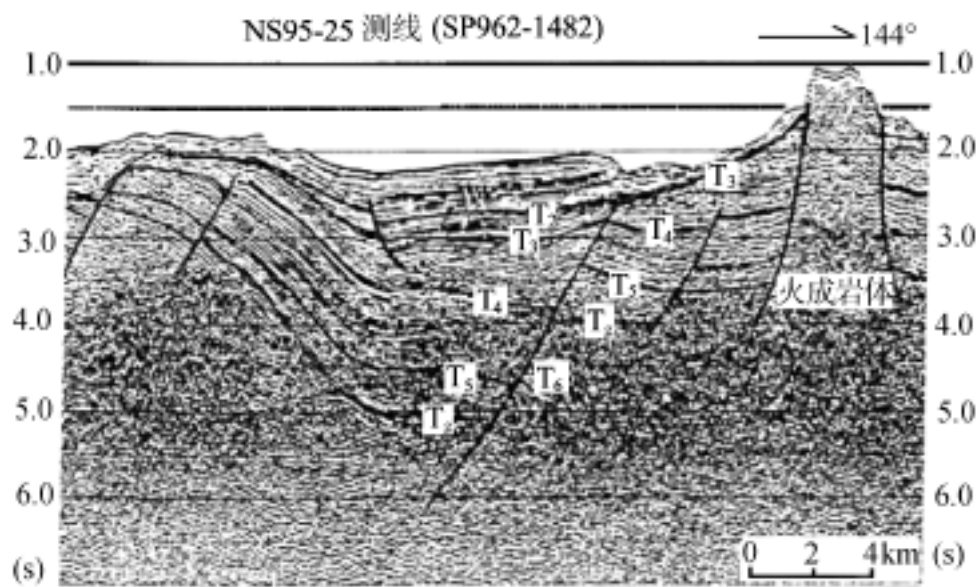


图3 南薇西盆地地震剖面选段
(据白志琳等, 2000)

Fig.3 Seismic profile in West Nanwei Basin
(after Bai Zhilin et al. , 2000)

2.4 南沙运动

南沙运动是发生在南沙地区的一次强烈的构造运动,在地震剖面上表现为 T_3^1 与 T_3 的不整合面(图4)。该不整合面因最初在万安盆地进行调查时发现,曾命名为万安运动,后调查范围扩大至整个南沙海域,代表这次运动的不整合面可全区连续追踪,表明这是一次影响范围广泛的构造运动,故而重新命名为南沙运动。

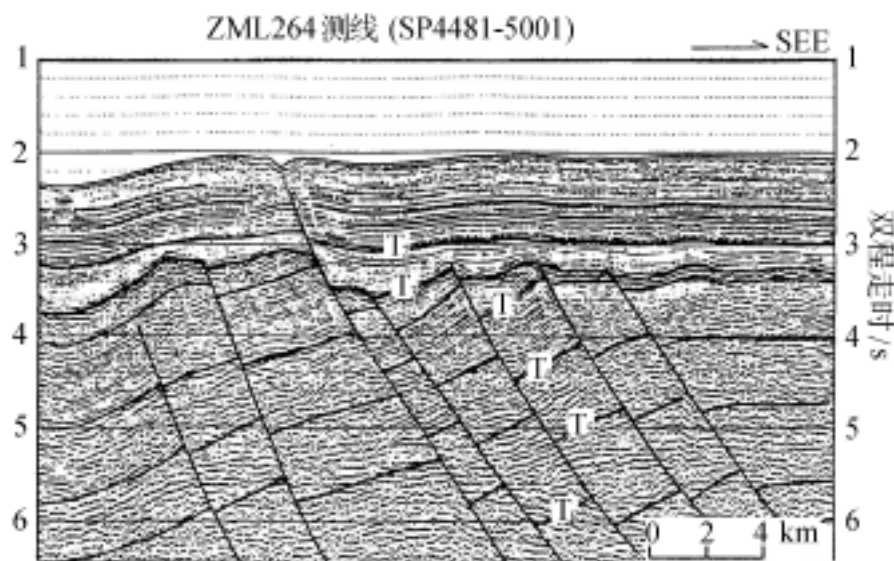


图4 南沙海域 ZML312 剖面 T_3^1 和 T_3 的不整合界面特征

Fig.4 Seismic profile showing the T_3^1 and T_3 unconformity surfaces along line ZML312 in Nansha area

南沙运动由两幕组成,第一幕发生在早、中中新世之间,在地震剖面上为 T_3^1 界面,以万安盆地、曾母盆地、北康盆地表现最为显著,在南薇西、礼乐盆地因构造变形强烈,难以追踪。第二幕发生在中、晚中新世,是这次构造运动的主幕,地震剖面上为 T_3 界面,表现为可以连续追踪的区域性不整合面,最为显著的特征是 T_3 界面以下地层发生广泛的褶皱变形,而上覆地层呈水平—近水平未变形状态,不整合面上下构造格局截然不同。先期张性断裂转变为压性、压扭性,表明区域构造应力场已由前期的拉张转为挤压。

南沙运动在南沙不同地区影响程度和表现形式有所差异,以南沙西部和南部地区最为强烈,在北康盆地、南薇西盆地、万安北盆地表现最为显著,甚至发生构造反转,万安盆地最大剥蚀量可达 2000m;特别是南沙海域的中北部, T_3 为一套高角度倾斜反射层组的削截面(陈玲等,1997), T_3 之下的反射层组经受大规模的剥蚀夷平,在北康盆地西部,测算最大剥蚀厚度超过 1500m(梁金强,1998)。类似现象也见于中建南盆地东北部(陈玲等,2002)。

在南沙中北部的南薇隆起区、南薇东盆地、康泰盆地和九章盆地,造成 T_3 以下地层的抬升剥蚀、断裂和岩浆喷发活动;在礼乐盆地此次运动影响较弱,主要表现在盆地西南部拗陷,对盆地东部台地浅滩区挤压改造不明显,整体表现为南强北弱的特征(曾祥辉等,2002);在西南巴拉望陆架和南沙海槽相当于蓝色不整合面,其下为渐新世—早中新世碳酸盐岩,其上为一套厚大的杂乱变形的沉积物楔状体(图 5)。

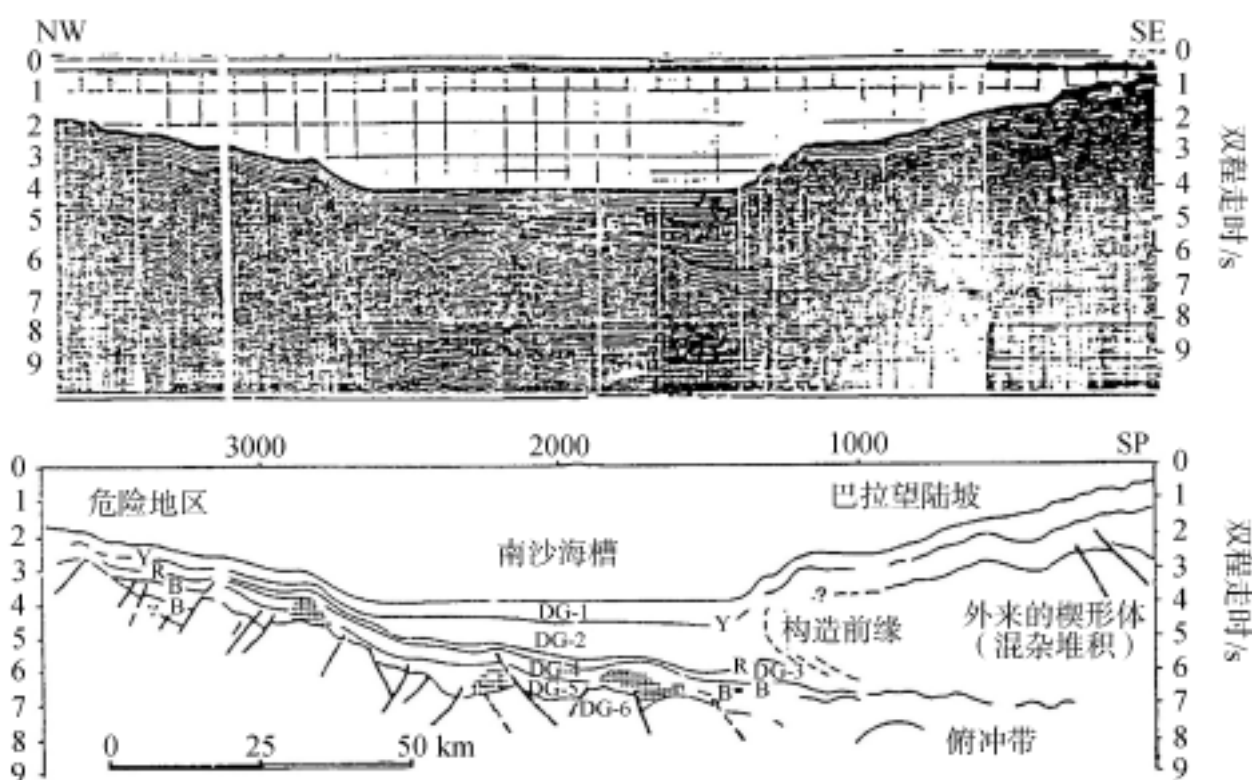


图 5 测线 SO-27-007 的反射地震记录(监测记录)和解释剖面
(据 Hinz 等,1985)

(图中 + 字阴影表示碳酸盐岩建造)

Fig.5 Reflective seismic record and interpretation cross-section along line SO-27-007
(cross showing carbonate)
(after Hinz et al., 1985)

3 南沙海域新生代构造运动与邻区构造运动对比

在南沙地区新生代产生的构造运动可与南海北部和台湾地区的构造运动相对应(表

1),表明其发生具有一定的普遍性。

礼乐运动可与南海北部的神狐运动以及发生在台湾地区的太平运动对比,实质上,三者同属发生在华南大陆东南缘的燕山末期构造运动。太平运动的层位可能抬高到中生代末期,而礼乐运动与神狐运动二者应当属同一构造运动,只是因礼乐滩在渐新世从南海北部陆缘裂离、漂移至现今南沙地区而分隔开来。在礼乐滩-西北巴拉望地区见到的不整合与台湾浅滩及台西南盆地中的钻井资料结果相似,表现为强烈的隆升和剥蚀作用。地震剖面上以张性块断为特征,这是中国东部燕山末期构造运动的主要特征,在此基础上发育形成一系列的断陷盆地。

西卫运动在南海北部陆缘也有所显示,李平鲁(1992)在研究了珠江口盆地构造运动后,曾命名为珠琼运动二幕。这次运动在南沙地区以婆罗洲北部边缘表现最为显著,拉姜群发生了强烈挤压变形,倾角达 $80^{\circ}\sim 90^{\circ}$,石英岩脉充填其间,Huchison(1996)称之为沙捞越造山运动。

南海运动在南海北部陆缘发生在早、晚渐新世之间,但在东部发生时间相对西部早,即运动的产生自东向西推进,这次运动形成的不整合面具有穿时性。在珠江口盆地,这次运动所形成的不整合面上下地震反射特征差异较大,界面以上反射连续性较好,一般呈平行至亚平行反射,低中频、中振幅,反映海相沉积特征;界面以下反射层略微倾斜,振幅较弱,低频,反射断续或发散,反映陆相沉积特征。在台湾地区这次运动发生时限大致在老、新第三纪之间,被称作埔里运动,使中央山脉西翼老第三纪地层产生了浅变质。

南沙运动在南海北部称作东沙运动,在台湾地区称之为海岸山脉运动,运动开始发生的时间均大致在中中新世末,尽管各地区持续发展时间和表现形式有所差异,但在南海周缘各沉积盆地中总体表现为一次广泛的构造反转事件,早期在张性环境下发育的沉积普遍产生褶皱变形在南海北部大陆边缘的东部较强烈,在西部较弱。在沙巴地区,这次运动称作沙巴造山运动,中到晚中新世克拉组被抬升和变形。

4 成因探讨

构造运动是地球表层对地球深部作用的响应,地球内部的热运动推动着表层的岩石圈板块(或块体)分离或聚敛,各板块(或块体)之间产生相互作用。南沙海域新生代期间发生的构造运动与其所处的大地构造位置有直接关系。

4.1 礼乐运动

185Ma前,库拉板块、菲尼克斯板块和法拉隆板块的洋中脊三联点处产生了太平洋板块,推动着库拉板块向欧亚大陆的俯冲消减。据 Northrup et al. (1995)和 Konov(1984)研究,晚白垩世时太平洋板块沿 NWW 方向相对欧亚板块运动,平均汇聚速率达 130mm/a (图6),白垩纪末—早始新世期间($68.5\sim 53.0\text{Ma}$),太平洋板块的运动方向和运动速率发生了显著改变,由原来的 NWW 向变为向北运动,平均汇聚速率则骤然降至 78mm/a 的水平,造成了欧亚大陆东缘及东南缘区域构造应力场的转变,由前期的挤压作用为主转为晚白垩世之后拉张作用,形成了一系列初始裂陷。因此,礼乐运动是一次张裂运动,所形成的不整合面相当于 Falvey(1974)的张裂不整合。区域性的张裂产生一系列北东向张性断裂,在地表形成一系列彼此分隔的北东向地堑、半地堑。地堑内发育了古新世—始新世沉积,而夹

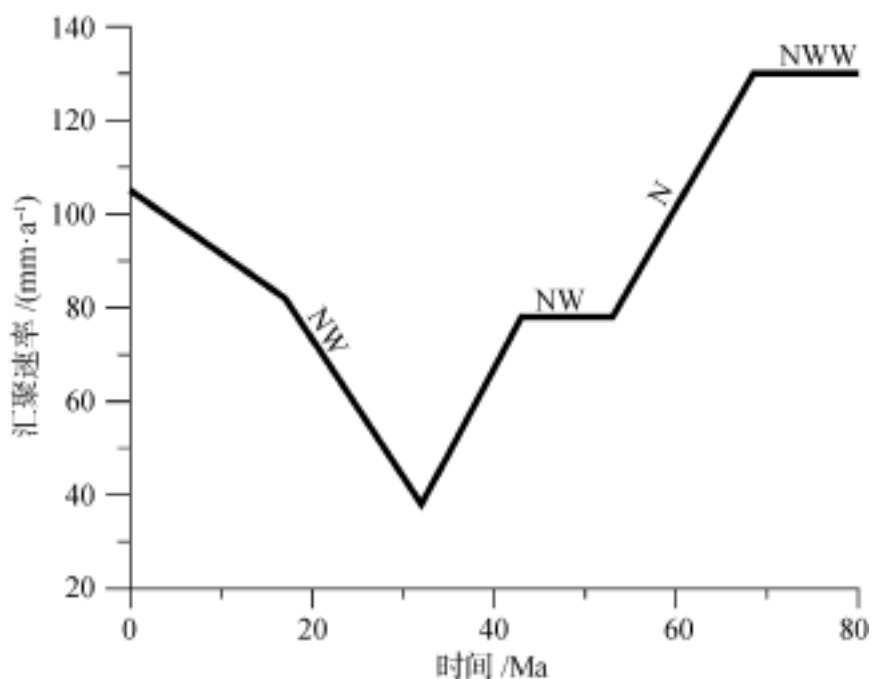


图6 太平洋板块新生代相对欧亚板块的平均汇聚速率图
(据 Northrup et al., 1995)

Fig.6 Average Convergence velocity of Pacific Plate relative to Eurasia plate
(after Northrup et al., 1995)

于地堑之间的地垒上则往往缺失相应的沉积。这可能是该不整合面出现穿时性的根本原因。

4.2 西卫运动

中晚始新世,全球板块格局发生了重要的变化,南海周缘有几个重要的构造事件发生,即44Ma时,印度板块与欧亚大陆发生正面碰撞,造成青藏高原的全面隆升,使中南半岛向东南挤出,其北部的滑移边界为红河断裂;约43Ma时,库拉板块的俯冲方向转北西,俯冲于东亚大陆之下,并开始形成西太平洋沟弧盆系;约44Ma时,印度洋开始第三次扩张,印度-澳大利亚板块快速向北运动,并沿巽他海沟开始向东南亚大陆俯冲。在这样的大地构造背景下,南海地区的构造格局产生了新的变化。在早期北西-南东向伸展的基础上,拉伸作用进一步发展并得到了加强,南海北部的中西沙地区地壳强烈减薄,位于中沙群岛东南侧南沙块体从华南大陆边缘裂离,并向东南方向漂移,在裂离漂移块体的后面,西南次海盆在早期北东向裂陷槽的基础上开始扩张。

此外,在婆罗洲东南,几乎与西南次海盆同期发生张裂的还有苏拉威西海盆与望加锡盆地,不同的是望加锡盆地的拉张作用一直持续到早中新世才停止,而苏拉威西海的张开持续到渐新世甚至中新世。苏拉威西海的扩张可能是由澳大利亚板块沿爪哇海沟向北俯冲引起的弧后扩张的结果(Lee, 1995),由西苏拉威西、北苏拉威西和苏禄脊形成一个具有成因联系的岩浆弧。伴随苏拉威西海的扩张,西苏拉威西顺时针转动,并逐渐脱离加里曼丹。

随着南海西南次海盆扩张,将南沙块体向南推挤,加速了其南侧古南海洋壳的消亡。与此同时,苏拉威西海的扩张则将苏禄块体向北推挤,在二者之间的南沙地区则处于南北挤压的构造环境,并产生区域抬升。因此,西卫运动在南沙海域比南海北部表现较突出,尤以南沙与婆罗洲之间的构造变形最为强烈,古新世—始新世地层甚至出现了一定程度的浅变质。这次构造运动所产生的 T₅ 界面相当于分离不整合。