

南海晚第四纪上升流区海水上层水体结构的变化

黄宝琦 翦知潜 成鑫荣 汪品先

(同济大学教育部海洋地质重点实验室, 上海 200092. E-mail: huangbq@263.net)

摘要 对南海东、西两侧两个柱状样(17928, 17954)浮游有孔虫的定量分析, 采用浮游有孔虫转换函数, 计算得到两区近 200 ka 来表层海水温度和温跃层的变化历史. 吕宋岛西北部(17928 柱状样), 冰期表层海水低温、浅温跃层; 南海西部(17954 柱状样)却在间冰期时出现表层海水低温、浅温跃层的状况. 两区温度、温跃层的这种变化为上升流所致, 而上升流的强、弱变化又与东亚季风的演化相联系. 根据现代东亚冬、夏季风分别在东、西两侧引起上升流的规律, 可推断冰期时冬季风加强, 间冰期时夏季风加强.

关键词 南海 晚第四纪 上层水体结构 表层海水温度 温跃层

由于大气和海洋动力机制的驱动, 大洋表层海水远离海岸, 富营养的次表层海水上涌, 形成海岸上升流^[1]. 南海处于东亚季风区, 稳定而强大的季风是南海上层环流的主要驱动力. 在季风风向、南海地形及 Ekman 环流^[2]的共同作用下, 风驱上升流成为南海上层环流的重要特征之一. 自 20 世纪 80 年代以来, 南海北部沿岸浅水区(粤东、琼东)的上升流已有较详尽研究^[3,4], 而对深水区上升流的研究却相对较少. 近年来, 对南海大量观测资料的研究, 及在此基础上的模拟计算发现, 南海东部吕宋岛西北岸(16°~19° N)和南海西部越南东岸(12°~14° N)海域, 分别在冬季和夏季形成冷涡, 并认为是冬、夏季风分别在两区形成上升流所致^[5~7]. 此外, 南海颗粒物通量、沉积柱状样碳同位素和古生产力的研究, 也发现两区分别在冬、夏季风强盛时产生上升流^[8~10]. 上升流的强弱变化可以用来追踪季风演化^[11], 以往南海上升流的研究多以生产力为主^[10,12,13], 很少涉及上层水体结构的变化. 本次工作选择了位于南海现代冬、夏季风上升流区的 17928(南海东部冬季上升流区)和 17954(南海西部夏季上升流区)两个柱状样, 旨在通过对表层水体温度和温跃层的研究, 揭示南海上升流及其驱动力——东亚季风的变化历史.

1 研究材料和方法

本次工作的 17928 和 17954 两个柱状样为中德合作“太阳号”95 航次在南海取得的重力样(17928 柱状样 0~30 cm 为箱式样)(图 1). 两柱状样沉积物岩性均比较均一, 属大陆坡沉积, 为灰绿色粉沙质泥, 无明显浊流沉积. 17954 柱状样(111°31.5'E, 14°47.7'N)位

于南海西部现代夏季上升流区, 水深 1515 m, 柱状样长 1149 cm, 采样间距为 10 cm, 共分析 112 个样品. 17928 柱状样(119°4.7'E, 18°16.3'N)位于吕宋岛西北部, 水深 2484 m, 柱状样长 341 cm, 按 5~20 cm 间距采样, 共分析 43 个样品. 所有样品均按微体古生物的标准处理方法冲样, 对 >0.15 mm 的样品进行有孔虫分析. 对 17928 柱状样中浮游有孔虫无袋状房室的袋拟抱球虫 *Globigerinoides sacculifer* 壳体, 在同

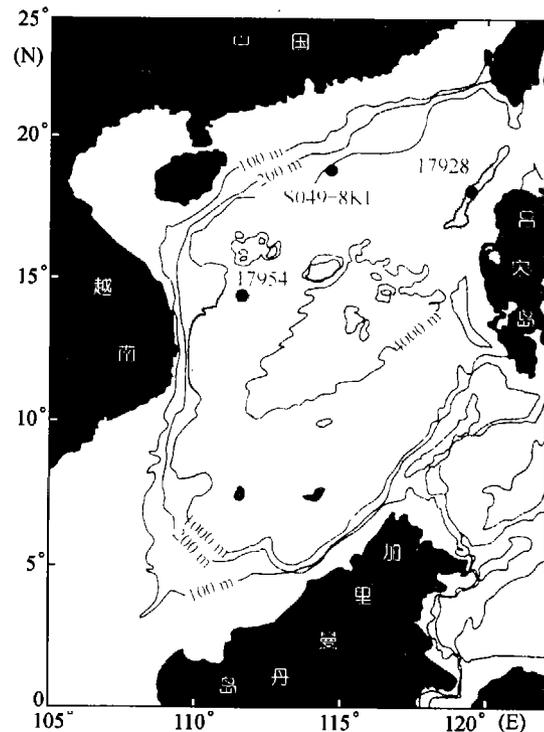


图 1 17928 和 17954 柱状样位置图
图中阴影部分分别为冬、夏季上升流区^[8,11]

1) 杨海军. 南海海洋环流时空结构及其形成机制研究. 同济大学博士学位论文, 2000

济大学海洋地质教育部重点实验室采用 Finnigan-MAT252 质谱仪, 进行氧、碳同位素分析; 17954 柱状样同位素由德国基尔大学测得^[9]. 对比 SPECMAP 曲线^[14], 并结合浮游有孔虫粉红色 *Globigerinoides ruber* 的末现面(约 120 ka), 两柱状样底部均达氧同位素 7 期, 记录了约 220 ka 的沉积历史. 此外, 我们采用浮游有孔虫温度转换函数(FP-12E, 冬、夏季标准误差估计分别为 ±2.5 和 ±1.5℃)^[15]和温跃层转换函数(标准误差为 ±27 m)^[16]分别计算了两柱状样的古温度和古温跃层深度.

2 结果

(i) 表层温度变化. 17954 柱状样表层海水夏季平均温度变化为 28.9~29.1℃, 冰期-间冰期差值不超过 0.3℃; 冬季平均温度变化为 23.8~25.4℃. 尽管氧同位素 1 和 7 期冬季平均温度高出相邻的 2~4 及 6 期, 而氧同位素 5 期冬、夏季温度比相邻的冰期温度低. 这不但与冰期-间冰期旋回不符, 与南海已有古温度资料也不同, 南海其他地区氧同位素 5 期平均冬季温度为 25.2℃^[17], 而 17954 柱状样仅为 23.8℃, 明显偏低(表 1, 图 2 和 3).

17928 柱状样的表层海水古温度变化表现出明显的冰期-间冰期旋回: 夏季平均温度为 27.7~29.1℃, 冬季平均温度变化范围为 19.3~23.9℃, 其中氧同位素 2~4 和 6 期平均温度分别为 19.7 及 19.3℃, 明显低于氧同位素 1 和 5 期 23.9 及 23.4℃(表 1, 图 2 和 3).

(ii) 温跃层变化. 温跃层深、浅主要受表层海水混合程度影响, 在上升流地区, 由于次表层冷水上涌会导致温跃层变浅^[16]. 本次浮游有孔虫温跃层转换函数计算结果表明, 两柱状样温跃层冰期-间冰期变化明显(表 1, 图 2 和 3). 17954 柱状样的温跃层在

间冰期较浅, 氧同位素 5 期最浅时只有 101 m; 冰期时温跃层较深, 在 150 m 以上, 氧同位素 2 期时最深达 201 m. 17928 柱状样则相反, 冰期时温跃层变浅, 氧同位素 2~4 和 6 期最浅时分别为 80 及 75 m; 间冰期时温跃层变深, 氧同位素 1 和 5 期平均深度分别为 115 及 126 m.

3 讨论

17954 柱状样 200 ka 来的古温度变化特征不但表现在氧同位素 5 期的异常低值, 且其冰期旋回中年平均温度差值不超过 0.6℃, 尤其是冰期旋回中的夏季温度只有 0~0.2℃的微小变化. 这与南海其他地区^[18]冰期-间冰期年平均温差均在 1℃以上不同. 17954 柱状样表层海水古温度的这些特点, 可能是因其所处地区冰期夏季时上升流加强, 表层海水温度降低, 浮游有孔虫温、凉水种增加(图 2 和 3), 导致冰期旋回中夏季温差减小, 同时冬、夏季节温差也减小.

要讨论 17928 柱状样所在区冰期冬季上升流引起的温度变化, 必须先剔除该区冰期温度的背景值. 为此, 我们选取位于南海北部陆坡的 SO49-8KL 柱状样(19° 11.0'N, 114° 12.0'E)^[17]与 17928 柱状样对比讨论. 南海现代冬季温度北低南高, SO49-8KL 和 17928 柱状样所在位置温度约为 23.2 和 24.9℃^[19]. 南海冰期冬季温度格局与现代相近, 仍呈北低南高走势^[20]. 17928 和 SO49-8KL 柱状样表层海水古温度均由浮游有孔虫温度转换函数求得, 比较发现, 17928 柱状样所在区冰期平均温度分别为 19.7 和 19.3℃, 低于 SO49-8KL 柱状样的冰期温度 20.9 及 20.8℃, 且 17928 柱状样冰期时季节温差为 8.0 和 8.6℃, 较 SO49-8KL 的 7.5 及 7.4℃高出 0.5℃以上, 这与冰期

表 1 南海 17954, 17928, SO49-8KL 柱状样表层海水温度及温跃层数据

柱状样	温度、温跃层	氧同位素分期				
		1	2~4	5	6	7
17954 柱状样	夏季温度(±1.5℃)	29.1	29.1	28.9	28.9	29.0
	冬季温度(±2.5℃)	25.4	24.9	23.8	24.2	25.1
	温跃层范围(±27 m)	104~181	171~201	101~180	114~186	117~192
	平均温跃层(±27 m)	136	150	139	153	154
17928 柱状样	夏季温度(±1.5℃)	28.9	27.7	28.9	27.9	29.1
	冬季温度(±2.5℃)	23.9	19.7	23.4	19.3	22.8
	温跃层范围(±27 m)	93~129	80~133	106~146	75~127	78~164
	平均温跃层(±27 m)	115	98	126	104	128
SO49-8KL 柱状样 ^[17]	夏季温度(±1.5℃)	29.5	28.0	29.2	28.2	
	冬季温度(±2.5℃)	25.5	20.5	25.2	20.8	

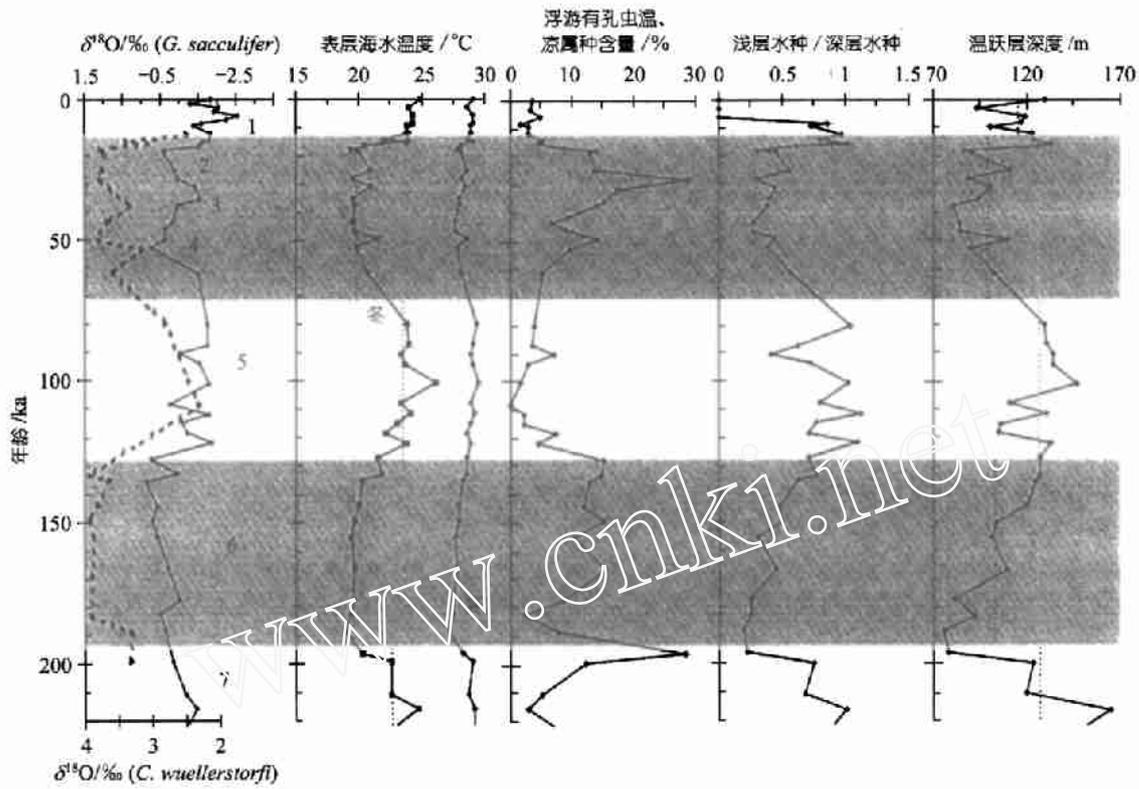


图2 17928 柱状样温度及温跃层

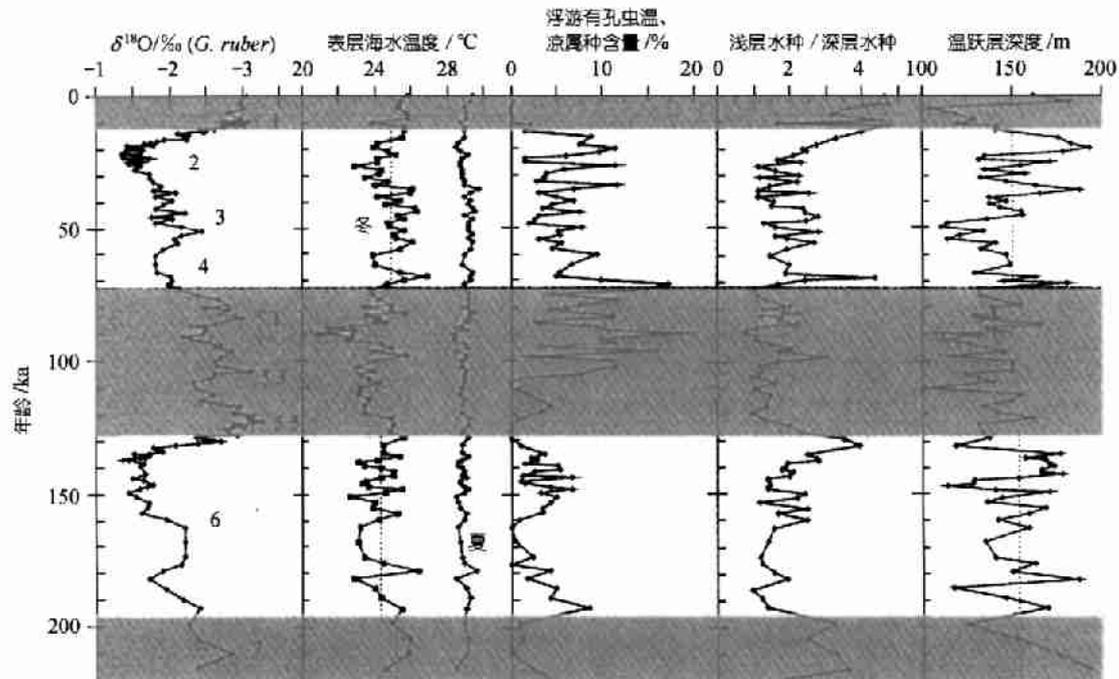


图3 17954 柱状样温度及温跃层变化

南海北部季节温差大于南部的结果不同^[18]。由此推断 17928 柱状样所在区冰期冬季上升流加强, 表层海水温度更低, 使冬、夏季节温差增大。

南海温跃层的研究较少^[21], 本文仅就 17928 和 17954 两柱状样进行对比讨论。浮游有孔虫浅水种与深水种的比值^[22,23]反映的温跃层变化表明(图 2 和 3)。17954 柱状样浅水种与深水种的比值间冰期减小, 冰期增大, 说明间冰期时该区温跃层变浅, 深层水种相对浅层水种繁盛, 冰期时则相反; 17928 柱状样浮游有孔虫浅、深层水种比值变化与 17954 柱状样恰好相反, 冰期时比值减小, 间冰期时比值增大, 说明该区温跃层冰期相对较浅, 间冰期变深。

南海现代 17928 柱状样海区冬季温跃层约为 170 m, 夏季为 90 m^[19]; 17954 柱状样海区冬季温跃层约为 150 m, 夏季约为 120 m^[20], 可见, 现代两柱状样所在区的温跃层深度, 都是冬季比夏季深。利用浮游有孔虫温跃层转换函数定量计算得到的两柱状样温跃层深度结果表明: 17928 柱状样温跃层深度冰期比间冰期浅(表 1), 冰期平均深度(98 及 104 m) 与现代冬季(170 m)相比, 浅近 80 m, 比 17954 柱状样冰期的温跃层深度(约 150 m)浅近 50 m, 说明 17928 柱状样所在区冰期温跃层变浅。17954 柱状样温跃层计算结果与现代相比, 间冰期时(136 及 139 m)与现代夏季(120 m)相当, 较现代冬季(150 m)浅, 就其冰期旋回中温跃层的变化而言, 氧同位素 6 期以来, 间冰期温跃层深度均小于相邻冰期温跃层的深度。

以上研究表明 17954 柱状样在间冰期, 尤其是氧同位素 5 期时上层水体结构具有表层海水低温、浅温跃层的特点, 而 17928 柱状样则是在冰期, 特别是氧同位素 2 期时表现为表层海水低温、浅温跃层。根据两柱状样所在地理位置分析, 其温度和温跃层的变化应该与上升流在间冰期(尤其是氧同位素 5 期)、冰期(尤其是氧同位素 2 期)时分别在两区加强有关。由于南海上升流受东亚季风驱动, 因此, 上升流活动的这种冰期-间冰期变化可能是东亚冬季风在冰期加强, 东亚夏季风在间冰期加强的表现, 并分别在氧同位素 2 期和 5 期达到高峰。

致谢 在 17928 柱状样氧同位素分析中得到方定元老师和夏佩芬老师的帮助, 作者表示感谢。本工作受国家自然科学基金(批准号: 49732060, 49776290, 49776289)资助。

参 考 文 献

- 1 Jm T, Erwin S. Coastal upwelling. New York: Plenum Press, 1983.

www.scichina.com

- 2 Hellerman S, Rosenstein M. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *Journal Physics Oceanography*, 1983, 13: 1093~1104
- 3 Li L. Summer upwelling system over the northern continental shelf of the South China Sea: A physical description. In: Su J, Chuang W S, Hsueh R Y, eds. *Proceedings of the Symposium on the Physical and Chemical Oceanography of the China Sea*. Beijing: China Ocean Press, 1993. 58~68
- 4 韩舞鹰. 南海上升流的海洋化学. 见: 韩舞鹰等主编. 南海海洋化学. 北京: 科学出版社, 1998. 236~261
- 5 Shaw P T. Winter upwelling off Luzon in the Northeastern South China Sea. *Journal Geophysics Research*, 1996, 101(C7): 16435~16448
- 6 杨海军, 刘秦玉. 南海海洋环流研究综述. *地球科学进展*, 1998, 13(4): 364~368
- 7 刘秦玉, 李薇, 徐启彬. 东北季风与南海海洋环流的相互作用. *海洋与湖泊*, 1997, 28(5): 493~501
- 8 Wiesner M G, Zheng L, Wong H K, et al. Fluxes of particulate matter in the South China Sea. In: Ittekkot V, Schäfer P, Honjo S, et al, eds. *Particle Flux in the Ocean*. New York: John Wiley & Sons Ltd, 1996. 293~312
- 9 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 1999, 156: 245~284
- 10 Jian Z, Wang L, Kienast M, et al. Benthic foraminiferal paleoceanography of the South China Sea over the last 40000 years. *Marine Geology*, 1999, 156: 159~186
- 11 Kroon D, Steens T, Troelstra S. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by Planktonic Foraminifers. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 1991, 117: 257~265
- 12 黄宝琦, 葛知潜, 林慧玲. 南海东北部晚第四纪古生产力变化. *海洋地质与第四纪地质*, 2000, 20(2): 65~68
- 13 黄宝琦, 葛知潜. 越南岸外晚第四纪上升流与东亚夏季风变迁. *第四纪研究*, 1999, 6: 518~523
- 14 Imbrie J, Hays J, Martinson D, et al. The orbital theory of Pleistocene Climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger A, Imbrie J, Hays J, eds. *Milankovitch and Climate: Part 1*. New York: D Reidel Publishing Company, 1982. 269~305
- 15 Thompson P R. Planktonic foraminifera in the West North Pacific during the last 150000 years: Comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 1981, 35: 241~279
- 16 Andreasen R J, Ravelo A C. Tropical Pacific Ocean thermocline depth reconstructions for the last glacial implication. *Paleoceanography*, 1997, 12(3): 395~413
- 17 Wang L, Wang P. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Glacia-interglacial contrasts in an enclosed basin. *Paleoceanography*, 1990, 5(1): 77~90
- 18 汪品先, 卞云华, 王律江, 等. 南海十五万年的气候演变. 见: 汪品先编. 十五万年来的南海. 上海: 同济大学出版社, 1995. 46~65

- 19 中国科学院南海海洋研究所. 南海海区综合研究调查报告(二). 北京: 科学出版社, 1985. 225~231
- 20 Wang P, Wang L, Bian Y, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Surface circulation and carbonate cycles. *Marine Geology*, 1995, (127): 145~165
- 21 Jian Z, Wang P, Chen M P, et al. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography*, 2000, 15(2): 229~243
- 22 Ravelo A C, Fairbanks R G, Philander G. Resconstructing tropical Atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model. *Paleoceanography*, 1990, 5(3): 409~431
- 23 Chen M T. Estimating thermocline from planktonic foraminiferal faunal data: The development of paleoecological transfer functions for reconstructing low-latitude Pacific upper-layer conditions. *Journal of the Geological of China*, 1994, 37(4): 443~474

(2000-10-23 收稿, 2001-02-26 收修改稿)

煤与煤系页岩生油的分子碳同位素地球化学判别

孙永革^① 王志勇^② 盛国英^① 彭平安^① 张世煊^② 傅家谟^① 王武和^② 袁明生^②

(^①中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; ^②中国石油天然气集团公司吐哈石油勘探开发研究院, 哈密 839001.

E-mail: ygsun@gig.ac.cn)

摘要 根据煤系有机质碳同位素分布受控于沉积环境及其相应生物生产力变化这一理论假设, 应用气相色谱/碳同位素比值质谱技术, 对比研究了煤系沉积中煤和煤系页岩可溶有机质分子碳同位素分布特征, 结果显示煤较煤系页岩更富集重碳同位素, 据此提出了判别煤和煤系页岩生油的分子碳同位素地球化学方法, 并成功应用于吐鲁番盆地煤成油对比。

关键词 分子碳同位素 生产力 煤成油 吐鲁番盆地

通常情况下, 煤系地层中煤与煤系页岩均是良好的烃源层, 而由煤和煤系页岩所形成的烃类具有相似的地球化学特征^[1,2]。由于难以证明煤层对油藏的贡献, 一些学者认为大部分腐殖煤成油实际上主要由含煤岩系中分散有机质所贡献^[3-5]。要解决此问题, 关键在于建立一种地球化学方法, 使其能够识别煤系地层中煤层和分散有机质的成烃产物。近年来, 我们通过西北侏罗系含煤油气盆地的研究工作, 发现分子碳同位素地球化学方法在解决这一问题上具有很大的应用潜力。

1 方法的理论基础

地质体中生物标志化合物分布特征作为油-油、油-源对比的桥梁作用已广泛地应用于油气勘探, 以确定含油气盆地的主力烃源层^[6]。该方法的理论依据是基于生物标志化合物与前身物之间存在着对应关系, 在一定程度上能反映沉积有机质的生源组成。但对于湖泊沼泽或河流沼泽频繁交替发育煤系沉积中形成的两套烃源岩——煤和煤系页岩, 由于有机生源构成的相似性, 导致生物标志化合物的类型、分布几乎一致, 以致于无法实现精细的油-源对比。因此, 以往应用于煤成油对比的特殊陆源生物标志化合物,

如松香烷、海松烷、扁枝烷、贝壳杉烷、奥利烷、羽扇烷等, 并不能证明煤层的生油贡献。尽管有文献报道, 某些生物标志化合物指纹参数可用来反映煤系沉积环境变化, 但至今未有成功应用于油气勘探评价的研究实例报道^[7]。

煤系沉积特点表明, 虽然煤系沉积环境的快速转变并未引起生物种属的大规模改变(这是影响生物标志化合物类型与分布的主要因素), 但煤系沉积亚环境中优势生物种属却存在一定的差异, 如煤系页岩形成环境低等水生生物相对较为发育, 而煤形成环境中陆生植物优势较为明显。理论上, 生源的变化应该对生物标志化合物的分布产生影响, 但在实际研究中, 往往难以观察到这种效应。相比之下, 有机碳同位素较生物标志化合物指纹对此更为灵敏, 因为化石燃料碳同位素组成不仅取决于原始沉积有机母质的性质, 而且与生态环境密切相关。对于湖泊沼泽或河流沼泽沉积体系, 煤系页岩形成环境水体相对较深, 更适合于藻类等低等水生生物繁殖, 水体中相对高浓度溶解大气二氧化碳最终导致浮游藻类生源有机质碳同位素轻于陆生高等植物生源有机质。运用近年来发展起来的气相色谱/碳同位素比值质谱技术, 可从分子级水平有效地揭示这一规律。