

# 藏南白垩系黑-红层沉积岩有机质组成分布特征

傅培刚<sup>1, 4)</sup>, 宋之光<sup>1)</sup>, 胡修棉<sup>2)</sup>, 王成善<sup>3)</sup>

- 1) 中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室, 广州, 510640;  
2) 南京大学地球科学系, 南京, 210093; 3) 中国地质大学青藏高原地质研究中心,  
北京, 100083; 4) 中国科学院研究生院, 北京, 100039

**内容提要:**对藏南江孜县床得剖面白垩系黑层和红层沉积岩进行的有机地球化学研究表明, 黑层有机碳含量高于红层 5~10 倍, 红层和黑层饱和烃主峰碳数分别为  $nC_{25}$  和  $nC_{23}$ ; 黑层和红层沉积有机质的母质来源都以水生植物和菌藻类等低等生物为主, 陆源有机质的输入非常有限; 但饱和烃的分布和主峰碳数的差异可能反映了有机母源物质在种群方面的差异, 而这种差异可能主要是水体温度存在差异造成的, 即红层发育时期水体温度可能高于黑层沉积时期。而在高温条件下, 水生生物和陆生植物的生长发育受到限制, 造成原始有机质产率和有机质沉积保存量低可能是红层沉积岩形成的主要原因。

**关键词:** 白垩系黑-红层沉积岩; 有机质丰度组成; 生物标志化合物; 藏南白垩纪古环境

白垩纪是地球演化历史的重要时期, 发生了许多重大的构造(西藏自治区地质矿产局, 1994)、生物(Rhoads et al., 1971; Leckie et al., 2002)以及大洋突变事件(Schlanger et al., 1976; Jenkyns et al., 1980; Athur et al., 1994; Wang et al., 2001)。特提斯喜马拉雅洋壳盆地在此期间也经历了重要的地质演化过程, 在喜马拉雅地区形成了完整的白垩纪古海洋沉积(西藏自治区地质矿产局, 1994), 为研究海相白垩系沉积环境提供了理想场所, 有关该地区白垩系海洋沉积(李祥辉等, 1999; 王成善等, 2000)、古生物(万晓樵等, 2000; 司马亮等, 2005; 石和等, 2006)和地球化学(尹观等, 1998; 崔杰等, 2003; 李祥辉等, 2005)等已有大量的研究工作, 对于认识和了解该地区白垩纪古海洋环境有着重要意义, 但是对于黑色页岩与大洋红层沉积环境的特征研究仍有许多问题待解决, 而这些问题的解决需更多的研究证据。有机地球化学在全球古气候和古环境演变及恢复研究方面有着积极而重要的作用(Didyk et al., 1978; Brassell et al., 1986; 傅家谟, 1991), 应用有机地球化学技术手段研究海相白垩系黑层和红层沉积时的古环境特征, 对于认识和揭示白垩纪的古环境演化有着重要意义。

## 1 地质背景

研究区域位于特提斯-喜马拉雅北带, 处于印度板块被动大陆北部边缘, 白垩系整体为深海半远洋-远洋复理石相(余光明, 1990)。床得剖面位于江孜县城至仁布间公路旁床得村西北侧(图 1), 此剖面白垩系可见三组, 沉积年代由老至新分别为加不拉组、床得组和宗卓组。加不拉组时代为早白垩世贝里阿斯阶至晚白垩世三冬阶早期, 下部以黑色页岩为主, 上部为稳定的灰黑色(风化后呈灰白色)硅质/钙质页岩(以下简称“黑层”); 床得组为特征红色岩层, 由紫红色、褐红色中-厚层有孔虫泥晶灰岩和紫红色页岩组成(以下简称“红层”); 宗卓组为灰黑色粉砂质页岩夹大量砂岩、灰岩和硅质岩外来岩块, 主体属滑塌堆积层, 时代为坎潘中晚期到古新世晚期(李祥辉等, 1999)。本研究所涉及的沉积岩样品全部来自加不拉组和床得组两个沉积层段。

## 2 样品与实验

### 2.1 样品

本文研究样品均采自野外新鲜露头, 样品相关基础地质资料见表 1。

注: 本文为国家重点基础研究发展计划“973”项目(编号 2006CB701404、2006CB701402)资助的成果。

收稿日期: 2007-08-28; 改回日期: 2007-11-02; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 傅培刚, 男, 1982 年生。中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学专业硕士。通讯作者: 宋之光。电话: 020-85290861;

Email: zsong@gig.ac.cn.

©1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

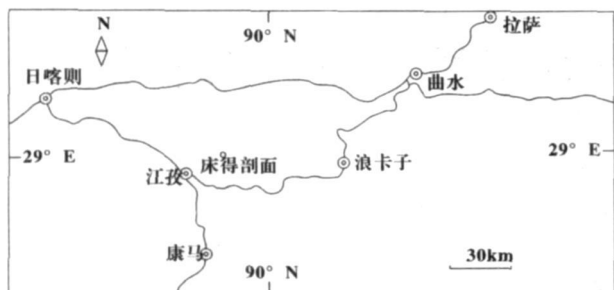


图1 床得剖面位置图

Fig. 1 Location of Chuangde section

表1 床得剖面样品特征

Table 1 Characteristics of samples from Chuangde Section

时代				样品号	层位	岩性	
系	统	阶	组				
白垩系	上白垩统	坎潘阶	床得组	06CD-031	35#	紫红色泥灰岩	
			(K <sub>2c</sub> )	06CD-029	34#	紫红色页岩	
			06CD-027	32#	紫红色泥灰岩		
	下白垩统	贝里阿斯阶	加不拉组	06CD-026	29#	黑色页岩	
				(K <sub>1-2j</sub> )	06CD-019	24#	黑色页岩
				06CD-016	22#	黑色页岩	

总有机碳分析: 取 2g 经清洗粉碎的样品, 在 105 °C 下干燥 2h, 用 5% HCl 在室温下浸泡 12h 以去除碳酸盐, 沉淀过滤, 再加入 5% HCl 在 80 °C 下浸泡 1h, 之后用蒸馏水洗 6 次, 沉淀过滤后在 105 °C 下干燥 2 h, 最后进仪器进行总有机碳分析。

可溶有机质提取分离: 将表面清洗并粉碎后的粉末状样品用二氯甲烷+甲醇(体积比 9 : 1)混合溶剂索式抽提 72 h, 加铜片除硫, 抽提物过滤后用正己烷沉淀脱除沥青质, 再用氧化铝/硅胶层析柱进行族组分离, 分别用正己烷、正己烷+二氯甲烷(体积比 1 : 4)混合溶剂和二氯甲烷+甲醇(体积比 5 : 5)混合溶剂+甲醇淋洗填充柱, 依次得到饱和烃、芳烃和非烃组分, 然后分别进行相关的 GC 和 GC-MS 分析。

## 2.2 仪器条件

本文所进行总有机碳、GC 和 GC-MS 分析均在中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室完成。

总有机碳分析条件: LECO 公司生产的 C320 碳元素分析仪。

GC 分析条件: 气相色谱仪为 Finnigan 公司生产的 Thermo Finnigan Trace Ultra 型色谱仪, 配以氢火焰离子检测器(FID), 使用 JW-DB-5 型 30m × 0.25mm × 0.25 μm 硅熔毛细柱, 进样口和检测器的

温度分别为 290 °C 和 300 °C。采用无分流模式进样, 载气为氮气。升温程序: 初温 60 °C (5min), 升温速率 3 °C/min, 终温 290 °C, 并保持 20min。

GC-MS 分析条件: 仪器为 HP 6890 Platform II 质谱仪, 离子源为电子轰击源 (70eV), 使用 RTX-5MS 型 30m × 0.25 mm × 0.25 μm 硅熔毛细柱。采用无分流进样, 汽化室温度为 290 °C, 色谱柱箱初始温度为 80 °C, 5min 后以升温速率 4/min °C 升温到 290 °C, 并保持 10min; 载气为氮气, 质谱扫描范围 50 ~ 600 U。

## 3 实验结果与讨论

### 3.1 有机质丰度

分析显示, 采自床得剖面沉积岩全部样品的有机碳含量都很低(见表 2), 但加不拉组黑层有机碳含量显著高于床得组红层。加不拉组黑层沉积岩有机碳含量在 0.19% ~ 0.52% 之间, 而床得组红层沉积岩有机碳含量仅为 0.05% ~ 0.06%, 黑层沉积岩有机碳含量是红层沉积岩的 5 ~ 10 倍。

表2 正构烷烃和类异戊二烯烃有机地球化学参数

Table 2 Organic geochemical parameters of alkane and isoprenoid

样品号	碳数分布	TOC (%)	主峰碳	OEP	C <sub>21</sub> /C <sub>22+</sub>	Pr/Ph	Pr/nC <sub>17</sub>	Ph/nC <sub>18</sub>
06CD-031	C <sub>12</sub> -C <sub>34</sub>	0.06	(nC <sub>18</sub> ) <sub>2</sub> , nC <sub>25</sub>	1.04	0.45	1.12	1.21	1.00
06CD-029	C <sub>11</sub> -C <sub>34</sub>	0.06	(nC <sub>18</sub> ) <sub>2</sub> , nC <sub>25</sub>	1.07	0.21	1.13	1.45	1.25
06CD-027	C <sub>13</sub> -C <sub>34</sub>	0.05	nC <sub>23</sub>	1.11	0.43	1.12	1.31	1.05
06CD-026	C <sub>13</sub> -C <sub>34</sub>	0.19	(nC <sub>18</sub> ) <sub>2</sub> , nC <sub>23</sub>	1.05	0.56	0.84	1.25	1.20
06CD-019	C <sub>14</sub> -C <sub>32</sub>	0.52	(nC <sub>17</sub> ) <sub>2</sub> , nC <sub>23</sub>	1.12	0.83	0.91	1.09	1.17
06CD-016	C <sub>13</sub> -C <sub>32</sub>	0.20	(nC <sub>17</sub> ) <sub>2</sub> , nC <sub>22</sub>	1.01	0.79	0.96	1.05	1.27

### 3.2 饱和烃组成与分布

图 2 是典型红层和黑层沉积岩样品的正构烷烃色谱图。由图可以看出黑层和红层沉积岩有机质正构烷烃的分布模式、碳数范围以及主峰碳位置比较接近。正构烷烃的碳数分布范围都在 nC<sub>11</sub> - nC<sub>34</sub> 之间, 均为双峰型分布, 且呈后峰群优势。此外, 色谱图上正构烷烃无明显奇偶优势, OEP 值都在 1.04 ~ 1.12 之间, 具有成熟有机质的特点。

尽管如此, 黑层与红层之间也具有明显的差别。

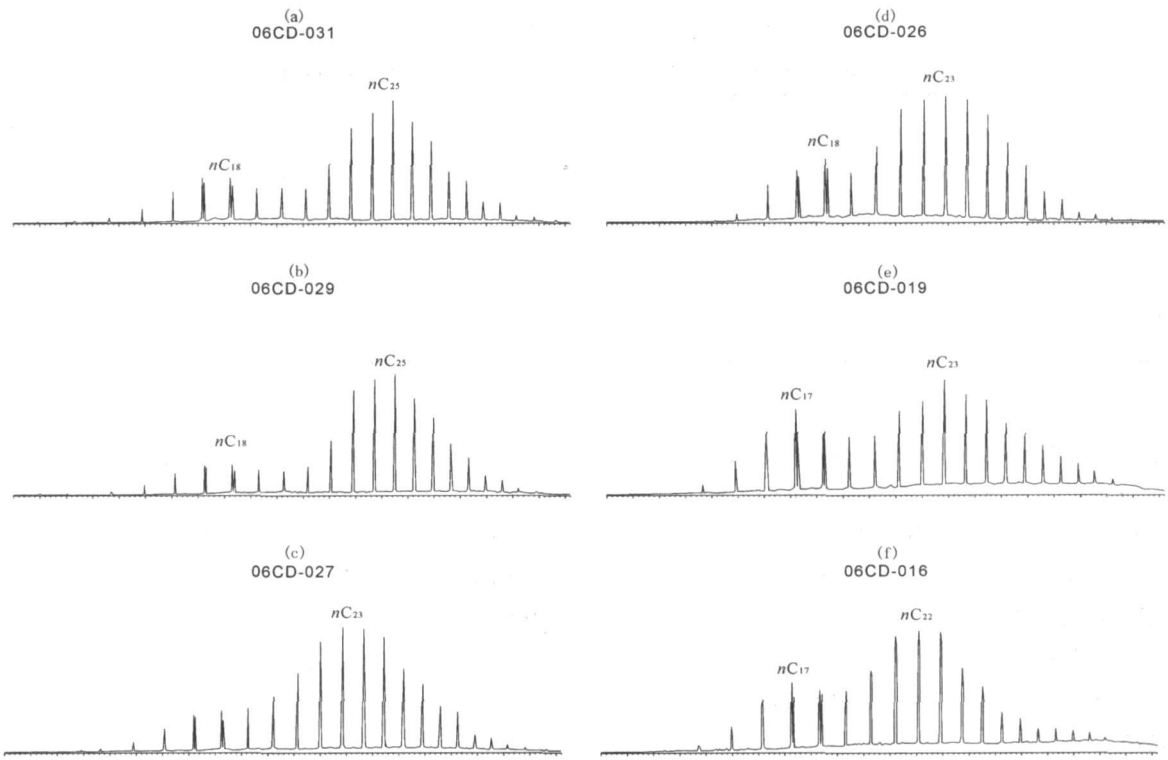


图 2 黑层和红层样品正构烷烃质量色谱图

Fig. 2 Mass chromatograms of n-alkane of samples from Gyabula formation and Chuangde formation  
 a, b, c—床得组红层样品; d, e, f—加不拉组黑层样品。正构烷烃用“nC”和碳数表示  
 a, b, c—the samples from Chuangde Formation; d, e, f—the samples from Gyabula Formation;  
 n-alkanes are labelled with “nC” followed by carbon number

首先表现在前后峰主峰碳的差异上, 红层沉积岩前后主峰碳主要为  $nC_{17}$  和  $nC_{23}$ , 而黑层沉积岩前后主峰碳以  $nC_{18}$  和  $nC_{25}$  为主。其次, 相关饱和和烃参数也有明显差别。黑层  $C_{21-}/C_{22+}$  比值在 0.56 ~ 0.83 之间, 而红层在 0.21 ~ 0.45 之间, 显示黑层沉积岩中低碳数正构烷烃相对丰度明显高于红层沉积岩;  $P_r/Ph$  比值在红层中高于 1, 在 1.12 ~ 1.13 之间, 而在黑层中低于 1, 在 0.84 ~ 0.96 之间。

### 3.3 萜类组成特征

图 3 是典型红层和黑层沉积岩样品的  $m/z191$  质量色谱图。黑层和红层沉积岩中均检测到了完整的五环三萜烷(藿烷)系列, 主要是  $\alpha\beta$  型藿烷系列, 碳数分布范围为  $C_{27} - C_{35}$ ,  $C_{30}$  藿烷优势(图 3)。黑层和红层沉积岩中均含有较为丰富的三环萜烷, 碳数分布范围为  $C_{20} - C_{29}$ ,  $m/z191$  均以  $C_{23}$  为主峰,  $C_{27}$  相对含量非常低。  $C_{23}$  三环萜/ $\alpha\beta C_{30}$  藿烷变化范围为 0.13 ~ 0.56(表 3), 显示三环萜相对含量变化较大。同时还检测到了一定量的伽马蜡烷和  $C_{24}$  四环萜, 但所有样品中均缺乏专属性陆源输入的生物

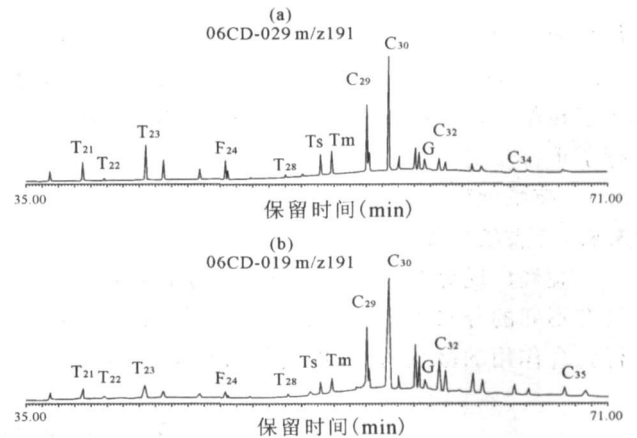


图 3 典型样品  $m/z191$ (萜烷)质量色谱图

Fig. 3 Representative  $m/z191$  mass chromatograms  
 (a)—床得组红层(样品 06CD-029); (b)—加不拉组黑层(样品 06CD-019)。藿烷 C 和碳数表示, 三环萜用 T 和碳数表示, 四环萜用 F 和碳数表示, G 表示伽马蜡烷  
 (a)—the sample 06CD-029 from Chuangde Formation; (b)—the sample 06CD-019 from Gyabula Formation. Hopanes are labelled with a “C” followed by carbon number, tricyclic terpene are labelled with a “T” followed by carbon number, tetracyclic terpene are labelled with a “F” followed by carbon number. G = gammacerane.

表 3 萜烷化合物有机地球化学参数

Table 3 Organic geochemical parameters of terpane compound

样品号	GI	23T/30H	Ts/Tm	C <sub>29</sub> αβ/(αβ+βα)	C <sub>30</sub> αβ/(αβ+βα)	C <sub>31</sub> αβ 22S/(22R+22S)	C <sub>32</sub> αβ 22S/(22R+22S)
06CD-031	0.16	0.15	0.88	0.79	0.88	0.58	0.59
06CD-029	0.10	0.28	0.73	0.78	0.90	0.54	0.55
06CD-027	0.15	0.31	0.73	0.78	0.90	0.55	0.54
06CD-026	0.19	0.43	0.82	0.76	0.88	0.61	0.61
06CD-019	0.12	0.13	0.79	0.78	0.90	0.56	0.59
06CD-016	0.21	0.56	0.93	0.77	0.88	0.59	0.57

注: GI-伽马蜡烷/αβC<sub>30</sub>藿烷; 23T/30H-C<sub>23</sub>三环萜/αβC<sub>30</sub>藿烷。

标志化合物, 如奥利烷和羽扇烷 (Peters et al., 1993)。另外, 在黑层和红层沉积岩中均检测到了升藿烷系列, 但只在黑层沉积岩中检测到了一定丰度的 αβC<sub>35</sub> 五升藿烷。

### 3.4 甾烷组成特征

图 4 是典型红层和黑层沉积岩样品的 m/z217 质量色谱图。黑层和红层沉积岩中均含有大量的甾族化合物, 西藏南部江孜地区白垩系作为特提斯喜马拉雅次深海-深海沉积的代表, 甾族化合物的大量出现与海相沉积相对应。所有样品中都检测到了 C<sub>21</sub>-C<sub>22</sub> 和 C<sub>27</sub>-C<sub>29</sub> 两个甾烷系列, 这些甾烷化合物主要包括 C<sub>21</sub>-C<sub>22</sub> 孕甾烷、C<sub>27</sub>-C<sub>29</sub> 规则甾烷及重排甾烷。规则甾烷 C<sub>27</sub>、C<sub>28</sub> 和 C<sub>29</sub> 均呈不对称的“V”字型分布, C<sub>29</sub>>C<sub>27</sub>-C<sub>28</sub> (图 4); C<sub>27</sub> 甾烷与 C<sub>29</sub> 甾烷相对含量变化在 0.53~0.72 之间; 所有样品中 C<sub>27</sub> 甾烷(重排/规则)比值为 0.13~0.25 (表 4), 显示了在粘土矿物的催化作用下, 相当含量的甾烷进行了重排反应。

### 3.5 有机地球化学指标综合分析

#### 3.5.1 有机质输入

烷烃广泛分布于生物体中, 不同生物源的烷烃具有不同的分布类型、碳数范围及主峰碳数。以进行光合作用的微生物、海相或湖相的藻类、菌类等低

等生物为来源的正构烷烃碳数分布范围为 nC<sub>13</sub>-nC<sub>21</sub>, 缺少 nC<sub>25</sub> 以上的正构烷烃, 通常呈以 nC<sub>17</sub>、nC<sub>18</sub> 或者 nC<sub>19</sub> 为主峰的单峰型分布, 无明显奇偶优势 (Cranwell et al., 1987); 以水生植物为来源的正构烷烃主峰碳数为 nC<sub>23</sub>-nC<sub>25</sub> (Ficken et al., 2000); 双峰型通常认为是混合来源 (Huang et al.,

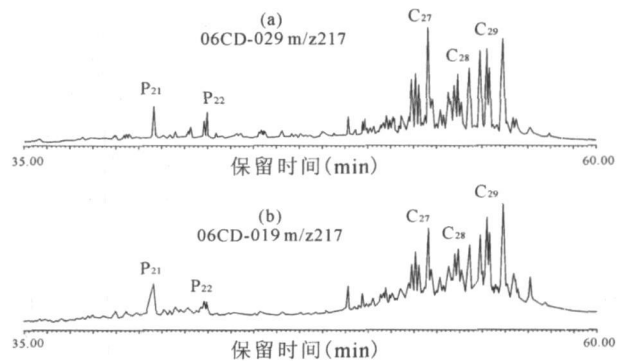


图 4 典型样品 m/z217(甾烷)质量色谱图

Fig. 4 Representative m/z217 mass chromatograms (a) 一床得组红层(样品 06CD-029); (b) 一加不拉组黑层(样品 06CD-019)。正常甾烷用 C 和碳数表示, 孕甾烷用 P 和碳数表示 (a) 一the sample 06CD-029 from Chuangde Formation; (b) 一the sample 06CD-019 from Gyabula Formation. Terpanes are labelled with a “C” followed by carbon number, pregnane are labelled with a “P” followed by carbon number

表 4 甾烷化合物有机地球化学参数

Table 4 Organic geochemical parameters of sterane compound

样品号	(ααα+βββ) 碳数分布 (%)			ααα C <sub>27</sub> /C <sub>29</sub>	C <sub>27</sub> 重排/规则	ααα C <sub>29</sub> 20S/(20R+20S)	C <sub>29</sub> 20R β/(αα+ββ)
	C <sub>27</sub> 甾烷	C <sub>28</sub> 甾烷	C <sub>29</sub> 甾烷				
06CD-031	0.28	0.30	0.42	0.57	0.21	0.44	0.43
06CD-029	0.29	0.27	0.44	0.55	0.20	0.43	0.42
06CD-027	0.32	0.26	0.42	0.62	0.25	0.43	0.41
06CD-026	0.34	0.29	0.38	0.72	0.21	0.42	0.39
06CD-019	0.28	0.24	0.48	0.53	0.20	0.32	0.41
06CD-016	0.33	0.27	0.40	0.69	0.13	0.42	0.43

1999; Ficken et al., 2000)。黑层和红层沉积岩的正构烷烃的双峰形分布特征显示其沉积有机质来源于水生菌藻类等低等生物和水生植物, 并以水生植物输入为主, 即以  $nC_{17}$  或  $nC_{18}$  为主峰的低碳数正构烷烃来源于水生低等菌藻类, 而以  $nC_{22}$ 、 $nC_{23}$  或  $nC_{25}$  为主峰的高碳数正构烷烃来源于水生植物。 $C_{21}/C_{22}$  通常用来指示低等水生生物与高等植物的相对比例。该比值(表 2)在黑层沉积岩中远高于红层沉积岩, 这表明黑层沉积时低等水生生物要比红层沉积时繁茂。同时, 由于样品有机质成熟度较高, 高碳数正构烷烃会裂解成低碳数正构烷烃, 导致  $C_{21}/C_{22}$  偏高(包建平等, 1996), 可能掩盖了高等植物对有机质的贡献。

尽管红层和黑层沉积有机质的来源主要是水生植物和低等藻类, 但黑层和红层有机质在正构烷烃主峰碳数方面的差异应该主要反映了水生植物母质在种属方面的差异; 而根据相关现代泥炭环境中沉积有机质的研究(Nott et al., 2000), 这种与水生植物母质在种属上的差异很可能与水体温度的巨大差异相关。温度升高使烷烃碳数向高位移动, 即红层沉积时水体温度要远高于黑层沉积时期。水体温度高表明环境气温也比较高, 这可能导致陆源环境干旱和植被的萎缩; 而水体由于高温的影响, 也在相当程度上限制了生物的发育和繁衍, 造成水体自身以及周围环境有机质产率和保存程度降低。

五环三萜烷具有原核生物和高等植物两个来源, 高等植物来源以碳数  $< C_{31}$  藿烷为主, 而碳数  $> C_{31}$  藿烷主要来源于藻类和细菌等原核生物, 且具有  $C_{31} > C_{32} - C_{35}$  的特征(史继扬等, 1991)。从藿烷的构成特征来看, 黑层和红层沉积岩中的藿烷反映了以水生植物来源的有机质占优势的特征, 这与饱和烃所指征的物源特征是一致的。

三环萜通常认为具有细菌、藻类和原生动物等输入来源(Aquino et al., 1982; Aquino et al., 1983; Azevdo et al., 1992)。由于三环萜的抗生物降解能力较藿烷强(Djerassi et al., 1981), 因此在老地层中, 三环萜的存在和出现是菌藻生物来源的最可靠指标之一(温汉捷等, 2000)。显然, 三环萜的普遍存在, 以及  $Pr/nC_{17}$  和  $Ph/nC_{18}$  都大于 1 说明低等菌藻类也是黑层和红层有机质的一个重要来源(傅家谟等, 1991)。规则甾烷  $C_{27}$ 、 $C_{28}$  和  $C_{29}$  呈不对称的“V”字型分布,  $C_{29} > C_{27} - C_{28}$ ,  $\alpha\alpha C_{27}/C_{29}$  比值在 0.53 ~ 0.72 之间, 同样指示了黑层和红层沉积岩具有藻类和水生(浮游)生物的物源输入, 但以水生浮游植物

输入为主的生物有机质输入特征(Grantham, 1986)。

无论黑层还是红层都缺乏专属性陆源输入的生物标志化合物, 如奥利烷和羽扇烷, 但均检测到了指示陆源高等植物来源的  $C_{24}$  四环萜, 由于受成熟度、生物降解、氧化和成岩作用等影响, 陆生高等植物对有机质的贡献可能被掩盖了。

### 3.5.2 有机质成熟度

黑层和红层沉积岩中正构烷烃的 OEP 值均接近于 1(表 2), 无奇偶优势;  $T_s/T_m$  值较高, 为 0.73 ~ 0.93(表 3), 所有样品中没有检测到生物构型  $\beta$  型藿烷, 且  $\alpha\beta$  型藿烷占有优势(表 2), 升藿烷成熟度参数  $\alpha\beta 22S/(22R+22S)$  比值(表 2)也表明升藿烷几乎都接近异构化终点; 甾烷的  $20R\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$  比值和  $\alpha\alpha 20S/(20R+20S)$  比值(表 3)也都显示接近甾烷异构化平衡点。综合分析这些成熟度参数, 表明黑层和红层沉积岩中的有机质经历了一定的成岩作用改造, 具有较高的成熟度。

### 3.5.3 氧化还原条件

姥鲛烷和植烷是常用的古环境标志物, 姥鲛烷和植烷的相对丰度比值  $Pr/Ph$  可以指示沉积环境的氧化还原状态(Didyk et al., 1978)。加不拉组黑层样品的  $Pr/Ph$  均小于 1(表 2), 且样品都为有机碳含量相对较高的黑色页岩, 反映了一种还原沉积环境; 五升藿烷代表了一种缺氧到还原的沉积环境(Peters et al., 1993), 在黑层样品中检测到的  $\alpha\beta C_{35}$  五升藿烷也表明了黑层沉积时具有较为还原的沉积条件。

红层的有机质丰度低以及  $Pr/Ph$  在 1.12 ~ 1.13 之间(表 2)都表明红层沉积时处于较强烈的氧化沉积环境, 这与红层沉积岩中高含量的  $Fe_2O_3$  是一致的(胡修棉等, 2006)。红层沉积岩中低含量的有机质主要与沉积有机质输入量低以及沉积环境不利于有机质的保存(如有机质沉积后遭遇后期强烈的氧化分解)有关。由于红层与黑层沉积岩中有机质来源相似, 即都是水生植物和低等菌藻类生物, 红层的低有机质丰度比较合理的解释只能是原始有机质输入量非常低, 致使沉积物难以形成有利于有机质保存的还原环境, 加之后期的氧化分解, 使红层有机质丰度更低。

## 4 结论

黑层与红层的有机质丰度、组成分布以及生物标志化合物特征显示, 无论是黑层还是红层, 其有机

母质主要为水生菌藻类等低等生物和水生植物来源,并以水生植物输入为主,但红层与黑层在沉积有机质母质种属上存在差异,而这种差异很可能是水体温度差异造成的,即红层沉积时水体温度高于黑层沉积时期。因此,红层形成时可能水体温度过高、水生生物和陆生植物的生长发育受到限制,致使有机质生产率低、有机质沉积保存量大幅减少,缺乏有机质耗氧作用致使沉积物长期处于氧化的沉积成岩环境。

致谢:感谢有机地球化学国家重点实验室的刘金钟研究员和向同寿高工分别在总有机碳分析和GC-MS分析方面的帮助。

### 参 考 文 献

包建平,王铁冠,王金渝. 1996. 下扬子地区海相中、古生界有机地球化学. 重庆: 重庆大学出版社.

崔杰,王成善. 2003. 藏南岗巴地区上白垩统海相碳酸盐岩碳稳定碳同位素研究. 沉积与特提斯地质, 23(2): 9~13.

傅家谟,盛国英,许家友,贾蓉芬,范善发,彭平安, Eglinton G, Gowar A P. 1991. 应用生物标志化合物参数判识古沉积环境. 地球化学, (1): 1~12.

胡修棉,王成善,李祥辉, Luba Jansa. 2006. 藏南上白垩统大洋红层: 岩石类型、沉积环境和颜色成因. 中国科学 D 辑, 36(9): 811~821.

李祥辉,王成善, Hugh C, Jenkyns, 成鑫荣, 崔杰, 胡修棉. 2005. 西藏特提斯喜马拉雅白垩纪中期 Cenomanian-Turonian 期碳同位素偏移. 地球科学-中国地质大学学报, 30(3): 317~327.

李祥辉,王成善,万晓樵,陶然. 1999. 藏南江孜县床得剖面侏罗-白垩纪地层层序及地层划分. 地层学杂志, 23(4): 303~309.

石和,李国忠,赵鹏肖,李祥辉,赵兵. 2006. 藏南定日县贡扎上白垩统浮游有孔虫生物地层新资料. 成都理工大学学报(自然科学版), 33(2): 134~140.

史继扬,向明菊,洪紫青,林树基,周启永. 1991. 三环三萜烷的物源和演化. 沉积学报, 9(增刊): 26~33.

司马亮,高莲凤,万晓樵. 2005. 西藏南部晚白垩世大洋氧含量变化的生物特征. 地质前沿, 12(2): 113~222.

万晓樵,吴雁华,李国彪. 2000. 西藏白垩纪中期 Orbitolimid (有孔虫)的分布与古地理意义. 地质学报, 77(1): 1~8.

王成善,李祥辉,万晓樵,陶然. 2000. 西藏南部江孜地区白垩系的厘定. 地质学报, 74(2): 97~107.

温汉捷,裘愉卓,姚林波,卢家烂,彭平安,林清. 2000. 中国若干下寒武统高硒地层的有机地球化学特征及生物标志物研究. 地球化学, 29(1): 28~35.

西藏自治区地质矿产局. 1994. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社.

杨群主编. 2003. 分子古生物学原理与方法. 北京: 科学出版.

尹观,王成善. 1998. 西藏南部中白垩世的锶、硫同位素组成及其古海洋地质意义. 沉积学报, 16(1): 107~111.

尹观,王成善. 1998. 西藏南部中白垩世黑色页岩的碳氧同位素组成及大洋缺氧事件的讨论. 矿物岩石, 18(1): 95~101.

余光明,王成善. 1990. 西藏特提斯沉积地质. 北京: 地质出版社.

中国科学院地球化学研究所有机地球化学与沉积学研究室. 1982. 有

机地球化学. 北京: 科学出版社.

Aquino Neto F R, A Restle, J Connan, P Albrecht, G Ourisson. 1982. Novel tricyclic terpanes (C<sub>19</sub>, C<sub>20</sub>) in sediments and petroleum. Tetrahedron Letters, 23: 2027~2030.

Aquino Neto F R, J M Trendel, A Restle, J Connan, P A Albrecht. 1981. Occurrence and Formation of Tricyclic and Tetracyclic Terpanes in Sediments and Petroleum. In: Bjoroy M, Maxwell J R, eds. Advance In Organic Geochemistry 1981. Oxford: Pergamon, 1983, 659~667.

Arthur M A, Sageman B B. 1994. Marine black shales: Depositional mechanisms and environments of ancient deposits. Annual Review of Earth Planet Science, 22: 499~551.

Azevedo D A, F R Aquino Neto, B R T Simoneit, A C Pinto. 1992. Novel series of tricyclic aromatic terpanes characterized in Tasmanian tasmanite. Organic Geochemistry, 18: 9~16.

Brassell S C, G Eglinton, I T Marlowe, U Pflaumann, M Sarnthein. 1986. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. Nature, 320: 129~133.

Chris J Nott, Shucheng Xie, Luke A Avsejs, Darrel Maddy, Frank M Chambers, Richard P Evershed. 2000. n-Alkane distribution in ombrotrophic mires as indicators of vegetation change related to climatic variation. 31: 231~235.

Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. 1987. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments. Organic Geochemistry, 11: 513~527.

Didyk B M, B R T Simoneit, S C Brassell, G Eglinton. 1978. Organic geochemical indicator of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. Nature, 272: 216~222.

Djerassi C. 1981. Recent studies in the marine sterol field. Pure and Applied Chemistry, 53: 873~890.

Ficken J, B Li, D L Swain, G Eglinton. 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/ floating freshwater aquatic macrophytes. Organic Geochemistry, 31: 745~749.

Ficken K J, B Li, D L Swain, G Eglinton. 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/ floating freshwater aquatic macrophytes. Organic Geochemistry, 31: 745~749.

Grantham P J. 1986. The occurrence of unusual C<sub>27</sub> and C<sub>29</sub> sterane predominances in two types of Oman crude oil. Organic Geochemistry, 9: 1~10.

Jenkyns H C. 1980. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans. Journal of Geology Society, London, 137: 171~188.

Leckie R M, Bralower T J, Cashman R. 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. Paleocyanography, 17(3): 10. 1029/2001PA000623.

Peters K E, J M Moldowan. 1993. The Biomarker Guide, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Rhoads D C, Morse J W. 1971. Evolutionary and ecological significance of oxygen-deficient marine basins. Lethaia, 4: 413~428.

Schlanger S O, Jenkyns H C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: cause and consequence. Geology Mijnbouw, 55: 179~184.

Wang Chengshan, Hu Xiumian, L Jansa, Wan Xiaojiao, Tao Ran. 2001. The Cenomanian-Turonian anoxic event in southern Tibet. Cretaceous, 22: 481~490.

Yong song Huang, F Alayne Street-Perrott, R Alan Perrott, Pierre Metzger, Geoffrey Eglinton. 1999. Glacial-interglacial environmental changes inferred from molecular and compound-

specific  $\delta^{13}\text{C}$  analyses of sediments from Sacred Lake, Mt. Kenya. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 1383~1404.

## The Composition and Distribution of Organic Matter of the Cretaceous Black and Red Bed Sediments from Southern Tibet

FU Peigang<sup>1, 4)</sup>, SONG Zhiguang<sup>1)</sup>, HU Xiumian<sup>2)</sup>, WANG Chengshan<sup>3)</sup>

1) *State Key Laboratory of Organic Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou Guangdong, 510640;* 2) *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu, 210093;* 3) *Geological Centre of the Qinghai-Tibetan Plateau, China University of Geosciences (Beijing), Beijing, 100083;* 4) *Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039*

### Abstract

The organic geochemistry study on the black and red-beds of Cretaceous sediments from Chuangde section of Gyangzê in southern Tibet shows that the Organic carbon content of black beds is 5 to 10 times that of red beds, the predominant carbon number of the normal alkane in the black and red bed sediments are  $n\text{C}_{23}$  and  $n\text{C}_{25}$ , respectively; The parent organic matter of both black and red beds was predominantly aquatic plants, and algae and bacteria with minor being terrestrial matter. It is likely that the difference in the predominant carbon number of normal alkane in the black bed and red bed may be indicative to temperature difference during the red bed and black bed sedimentation. It is also suggested that the red bed deposited at a slightly higher temperature than the black bed. Under the high temperature condition, development of marine organism and terrestrial plant were restrained, resulting in the decreasing of reproduction and preservation of original organism during the sedimentation of the red bed.

**Key words:** Cretaceous black and red beds; organic matter abundance and composition; biomarkers; paleoenvironment of cretaceous time in south Tibet