

# 白垩纪黑色页岩与海水含氧量变化

## ——以西藏南部为例

万晓樵<sup>1</sup> 刘文灿<sup>1</sup> 李国彪<sup>1</sup> 李艳<sup>2</sup>

(1.中国地质大学,北京 100083;2.内蒙古集宁市地质环境监测站,内蒙古 集宁 012000)

**摘要:**黑色页岩具有特殊的沉积学、古生物学和有机地球化学特征,主要表现在生物组合和丰度的变化、有机碳含量的增高与碳稳定同位素的偏移等方面。具有丰富有机质来源的高生产力表层水是黑色页岩中富有机碳沉积物形成与埋藏的先期条件。白垩纪中期黑色页岩在全球广泛分布,是 Cenomanian/Turonian 期界线事件的最重要标志。在西藏南部的 C/T 界线处,浮游有孔虫种一级的绝灭速率达 34%,底栖有孔虫的绝灭速率达 50%;有机碳含量偏高; $\delta^{13}\text{C}$  出现 2.74%的正向偏移;生物扰动几乎消失,微小钻孔黄铁矿化;有孔虫房室充填有黄铁矿微球丛;诸多其他地球化学指标亦存在不同程度的异常。这些特征说明当时海洋不同深度水层处于不同强度的贫氧至缺氧状态,同时沉积的黑色页岩是缺氧环境中有机碳大量保存的结果。该现象发生的原因是白垩纪中期的海平面上升和气候变化的影响。西藏特提斯海古海洋条件的变化明显受全球和区域性海平面上升的影响,由此形成的白垩纪中期黑色页岩具有全球一致的特征。

**关键词:**白垩纪;黑色页岩;含氧量;西藏

**中图分类号:**P534.53 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-3657(2003)01-0036-12

黑色页岩具有重要的经济价值,因为它在沉积岩中常常成为一种烃源岩,并且与多种重金属元素的形成相关。因此,黑色页岩的研究在能源和金属矿产的勘探中具有意义。这种岩层在世界各地的不同时代广泛分布,是野外地质工作者屡见不鲜的岩石类型。“黑色页岩”所指的对象及其研究意义常常以研究者的认识不同而存在差异。Tyson 曾就此下过一个定义:“黑色页岩是指暗色细粒的,在底层水缺氧或贫氧条件下沉积的,在沉积学、古生态学和地球化学上具有特殊性的泥质岩层”<sup>[1]</sup>。大多沉积岩仅含有微量的有机物,而黑色页岩却富含有机质,尤其是类脂化合物。所以,一般均将黑色页岩与富有机碳的页岩相联系。当然,也有例外情况,即某些在缺氧或贫氧条件下沉积的细粒岩层中的有机碳含量也不一定很高<sup>[2-3]</sup>。白垩纪黑色页岩在全球广泛出露,是古

海洋条件变化在全球地质演化中的表现。

中国西藏南部白垩纪沉积有大量黑色至深灰色的泥页岩,其分布范围广泛,已被国内外学者所关注。在国家新一轮国土资源大调查中,笔者承担了西藏 1:25 万江孜县幅、亚东县幅(中国部分)区域地质调查。在野外调查工作中,笔者对白垩纪中期的黑色页岩作了专题研究,通过全球古海洋事件的对比,得出了一些认识。

## 1 黑色页岩的一般地质学特征

### 1.1 黑色页岩的沉积学特征

黑色页岩是一种泥质岩类,它一般由包括有机质和石英粉砂的粘土矿物组成。大多数泥岩的沉积作用处于低能量状态,沉积层厚度很少超出几十个厘米。诸多沉积学特征中,生物活动在泥岩

收稿日期:2002-08-07;改回日期:2002-09-12

基金项目:中国地质调查局1:25万区域地质调查项目(2001300009111)和科技部973预研项目(2001CCA01800)联合资助。

作者简介:万晓樵,男,1950年生,教授,博士生导师,主要从事微体古生物与古海洋学的教学与科研工作;E-mail:waxqx@cugd.edu.cn。

里的沉积记录具有重要环境意义。氧化条件中,泥质沉积中的生物扰动至少可深达 10 cm,原始沉积构造被大规模破坏。这种生物扰动构造常常被作为氧化环境的标志。在缺氧或贫氧的底层水中穴居生物的生存受到影响,生物扰动作用较弱。这种沉积环境中可能保存良好的原始沉积构造。氧化环境中的穴居生物在 4~5 年时间内即可破坏全部沉积构造<sup>[4]</sup>,生物扰动的速率会随着氧化条件的减弱而降低,无扰动的精细沉积构造的保存可以说明沉积时期具有持续的缺氧或贫氧条件。精细的沉积构造也可以在沉积速率异常高的条件下保存,因为在这种情况下沉积速率一般超出了穴居生物扰动速度。这种情况需要达到每千年几米厚度的超常高沉积速率,而一般黑色页岩的堆积速率要低于它两倍以上<sup>[5]</sup>。这就是说,黑色页岩中良好原生沉积构造的保存是缺氧或贫氧环境的结果。这样的沉积特征反映了盆地的沉积性质,对其研究可恢复原始的沉积过程。

黑色页岩中普遍保存的是厘米级或厘米级以下的纹层构造,常记录有粉砂、粘土纹层与油页岩纹层的互层。同时也会出现泥晶灰岩,以及生物成因硅、泥质纹层与油页岩纹层的互层。黑色页岩中常出现的纹层构造会使人错误地认为所有页岩均是纹层状的。纹层的定义是指具有大面积侧向连续性的极细层,而由被压成扁平状且平面延展的粘土矿物所形成的微细构造不是真正的纹层。对纹层的类型有不同的划分方案,主要是以侧向的延伸性为根据。Grabowski 和 Pevear 认为连续的纹层是在一薄层剖面中可横向追索的岩层,不连续的纹层在横向上仅持续几十个厘米,并在薄层剖面内中断<sup>[6]</sup>。后者只是一种透镜状的纹层,在地层中也是常见的。所有黑色页岩都显示被压成扁平的微细构造,但是大多数并不是纹层。真正纹层状的黑色页岩代表阶段性和事件性的沉积,而其他不同的层状构造多是持续的堆积。对真正沉积纹层的识别与研究,可确定事件发生的规模。

黑色页岩大多数沉积在较深海区。盆地内的细粒陆源物质是以风成粉尘或低密度的悬浮沉积物的形式被搬运而来。低密度、低速度的浊流被认为是泥质岩的主要沉积作用。这类沉积作用常形成纹层状粉砂和泥的互层,并由下部的多粉砂、少泥质向上过渡为少粉砂、多泥质的互层。另外,深海的底流作用

是很常见的,底流作用不断地改造细粒的沉积物,在较深海沉积中常形成经筛选的粉砂纹层和冲蚀面。底流沉积作用可反映底层水的活动性质及其形成的氧循环。

## 1.2 黑色页岩的古生物学特征

化石忠实地记录了古代环境的各种信息,有效地提取这些信息可以真实恢复古环境。不同的生物类群对水体的含氧量有不同的要求,化石类群也表现出对不同环境的响应。具硬壳生物类群的丰度从充氧带至贫氧带不断降低,而诸如蠕虫类不具壳的软体生物类群在不同含氧带中均常出现。这可解释为低氧环境中高 CO<sub>2</sub> 含量和低 pH 值的水体条件阻碍了具壳生物分泌其钙质壳体,所以,较大个体的具硬壳生物在贫氧带中是难以生存的。如图 1 所示,沉积构造的保存条件主要是穴居生物群的扰动减弱。富氧带生物丰富,生物扰动强烈。贫氧带中生物的相对贫乏会使原始沉积构造得以保存。贫氧带上部虽然生物扰动大大减小,但沉积构造仍常有较小规模的破坏。在含氧量为 0.1~0.3 mL/L 的贫氧带下部,一般后生动物的生命活动受到很大限制,线虫类成为仅有的穴居类群。但是,线虫类个体太小,活动量有限,不足以扰动纹层构造,所以在贫氧带下部纹层构造可得到较好的保存。缺氧带中几乎不含什么生物,发育有良好的纹层。

根据生物对溶解氧的响应,Rhoads 和 Morse 提出了水体氧含量的模式<sup>[7]</sup>,随后,Byers 又将这一模式用于古代黑色页岩的动物群研究中<sup>[8]</sup>。现在将这种反映水体含氧量与生物类群变化的模式称为 Rhoads-Morse-Byers (RMB)模式。该模式反映了地层记录中氧含量下降的特征:(1) 底栖生物种的分异度随水体含氧量的减少而降低,在贫氧带和缺氧带的界线处几乎降低至零;(2) 底栖生物个体随水体含氧量的降低而减小,底质中生物钻孔直径的大小变化反映了这一变化;(3) 由生物扰动向纹层发育底质的发展反映水体中含氧量的逐步减少;(4) 水体含氧量的减少引起底栖生物结构的变化,低含氧量的水体中底栖生物相对占优势,浮游类型较少,另外,肉食性的移动生物类群在低含氧量环境中明显减少;(5) 具外壳生物类群常在低含氧量环境中消失,因为这类生物很难在贫氧环境中分泌其钙质壳体。

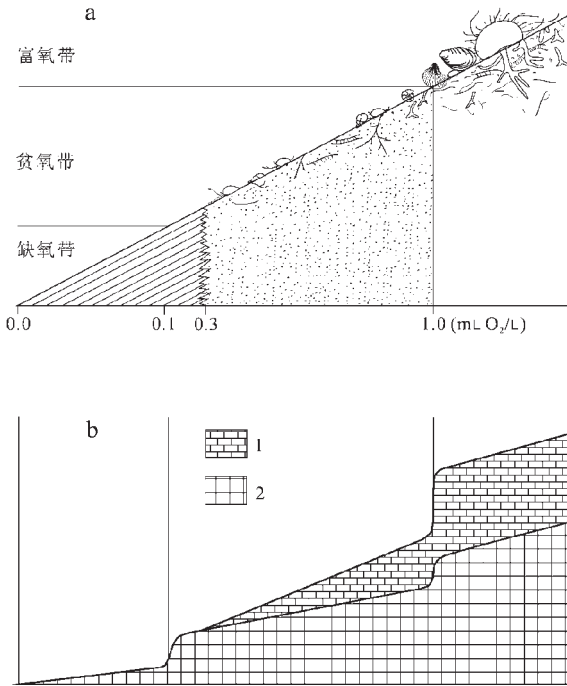


图1 氧含量分带与生物群分布模式图(据文献[7]修改)

a—水体氧含量分带及其对生物群的控制;b—不同分带中底栖生物类群的丰富程度:1—具壳生物类群;2—不具壳体生物类群

Fig. 1 Model of distribution of oxygen content zones and biotas (modified from reference [7])

a—Control of dissolved oxygen content zones of waters on different biotas; b—Abundances of benthic biotas in different zones: 1—Shelly group; 2—Soft-bodied group

### 1.3 黑色页岩的有机地球化学特征

黑色页岩中有机物的来源不同,一般来自富类脂化合物的浮游植物和细菌,以及陆源有机物的腐殖质。有机质含量的研究可用于对烃原岩成熟度的评估,在烃原岩与油气运移的对比中也具有意义。一般对黑色页岩的研究常利用其地球化学数据来对古环境进行分析。在这方面,有机质的分析主要涉及岩石总有机质地球化学分析及其碳稳定同位素的比率,涉及孢粉体和干酪根岩石学的研究,以及有机质组分中特殊生物标记的研究。

黑色页岩的有机地球化学性质常被归纳为不同的有机相,所谓有机相是指可填图的一个岩石单元。其有机物特征不同于相邻的岩石单元,有机相不涉及沉积物的无机组分。在正常的海相和陆相地层中包括多种有机相类型,而在黑色页岩中只可识别A、AB和B3种类型<sup>[9]</sup>。

A型有机相由富氢有机物构成,有机物来源几

乎全是藻类,岩石学分析显示有机物主要是显微组分。因其组成没有陆相有机质的成分,所以该有机相是很少见的,只是在干旱的条件下,或是在陆生植物演化之前的地史时期,才会存在这种类型。

AB型有机相主要由藻类和细菌有机物构成,含有少量陆相有机质。常与海侵形成的黑色页岩共生。

B型有机相是黑色页岩中常见到的类型。有机质来源多样,包括藻类、细菌,以及少量但却重要的陆相有机质组分。

有机相的概念可用来比较有限氧含量条件中生物相的变化。对这些变化进行解释时还应注意,沉积环境不仅可以对有机质类型产生很大影响,并且可影响其成熟度。

## 2 生产力与有机碳堆积

生产力变化与水动力循环条件相关,深部水的上升流和河流大量带入的营养物质均是增强表层水生产力的条件。具有丰富有机质来源的表层水生产力是富有机碳沉积物形成的基本因素,一般研究认为富有机碳堆积的原因是生产力的升高<sup>[10-11]</sup>,然而,缺氧底层水的保存条件使有机碳含量增加也是不可忽视的。缺氧环境中有机碳被分解的可能性要比在氧化条件下小,在缺氧环境里有机碳有利于保存,可形成富有机碳沉积物的堆积。对这种沉积条件的研究意义不仅在于黑色页岩本身,更为重要的是对烃源岩形成条件的恢复。

沉积物中生产力替代指标的利用是恢复古生产力的手段。磷和氮常见于营养组分中,可是,磷和氮在水体中常常加入再循环系统,仅有少量成分有可能从水体中沉淀下来。所以,磷和氮的营养物质在沉积物中富集程度较低,在现代沉积物中它们的富集程度相对表层水的生产力来说是微不足道的,不能作为生产力的替代指标。相对而言,硅被改变的可能性要小得多,有机质硅可以有90%以上被保存在沉积物中<sup>[12]</sup>。于是,生物成因硅丰度的变化常被用作有机碳初始生产力的替代指标。在现代海洋中,硅藻是营养物质丰富地区内的主要浮游植物,这类硅质浮游生物丰度的变化与浮游生物总体丰度变化具有相对应的关系。因此,有可能间接地将其作为估算生产力的替代参数。在解释古代硅质沉积时还还要注意一些特殊的控制因素。一方面,硅含量高的沉积物可能

是远洋沉积组分,不完全受表层水生产力的影响;另外,相对来说,硅质浮游生物生产力的升高不只是受表层营养物丰富程度的控制,而更多的是受温度变化的影响。这样,富硅和富有机碳的沉积物在地质记录中也不一定完全相关,在生产力估算中应作全面考虑。

除了用硅作为生产力的替代指标外,也有一些研究者提出用钼的富集来表示生产力变化,通常是用钼/铝的比值来计算古生产力<sup>[13]</sup>。海洋中钼的地球化学特征与硅的营养物质具有相关性,钼的富集及其相关的高生产力一般只在深水的区域中出现。钼在成岩阶段性质很不稳定,所以,地史中它对初始生产力的记录常常表现模糊。显然,用它来直接确定古生产力的变化是相当困难的。

不少研究者曾尝试用不同门类生物的丰度来表示古生产力的<sup>[14-15]</sup>。在黑色页岩中,大化石的保存机会是很少的,用它们来作为标志显然不实际。微体化石的保存状态要好一些,所以用微体化石的丰度和分异度来指示古生产力的变化是比较可行的。但是,只凭某类微体化石来表示古生产力高低仍是不充分的,需要结合多方面的因素来作综合分析。

目前,用碳稳定同位素的手段来推测古生产力的<sup>[16-18]</sup>。自然界中绝大多数的碳都集中在生物圈(有机碳库)及碳酸盐(无机碳库)两大碳库内。根据同位素质量平衡原则,一种质量数的碳同位素在一储库中减少,必然转移到另一储库,使该储库中这种质量数的同位素增加。海相碳酸盐岩中的碳稳定同位素受许多因素的影响,主要因素有海洋生物生产率的变化、陆源物质和淡水的输入量、因气候变化引起海水—大气间同位素交换的变化等,但主要是受生物的生命效应控制。在大洋贫氧或缺氧时期,由于海水中溶解氧含量低,氧化作用缓慢,生物死亡沉积后容易保存,从而阻碍了生物有机体中<sup>12</sup>C向无机储库的正常循环,因而海水中<sup>13</sup>C在溶解的无机碳中相对富集,使海水中<sup>δ13</sup>C将发生正向偏移。<sup>δ13</sup>C值发生正向偏移与有机碳的迅速埋藏成正相关关系,它直接受生物丰度变化和有机碳含量增高的控制。所以,<sup>δ13</sup>C的正值偏移可以作为生产力升高的一种标志。

### 3 白垩纪中期黑色页岩的全球分布

黑色页岩沉积受古海洋条件变化的影响。白垩

纪中期的特殊条件使世界主要海洋盆地出现了广泛的富有机碳沉积<sup>[19-22]</sup>。这种暗色岩层除在许多海洋中有重要记录,在许多地表出露的海相地层中也有广泛分布。这种沉积被认为是该地质时期中全球海洋出现低氧到缺氧条件的结果。总的来说,白垩纪中期海洋局部或区域性缺氧,较为明显地集中在两个时期,即 Aptian-Albian 期和 Cenomanian-Turonian 期的界线时期。其中,Cenomanian-Turonian 期的界线事件表现得最为普遍,地层中黑色页岩的记录在全球许多地方都有出露(图2)。

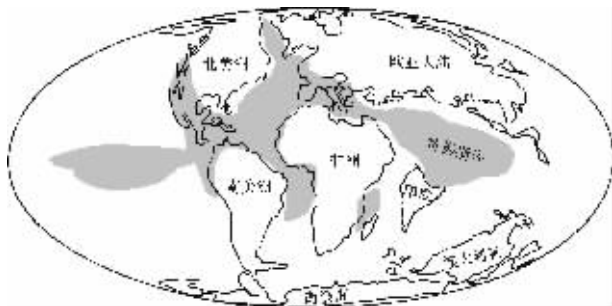


图2 白垩纪中期全球贫氧沉积分布区示意图

Fig. 2 Global distribution of oxygen-poor deposits during the Mid-Cretaceous

Cenomanian-Turonian 界线的全球事件是当时气候变迁、火山作用、板块构造活动及地球深部物质运动在全球地质发展历史中留下的深刻烙印,这一事件的最显著记录就是在白垩纪主要海洋盆地中形成广泛的富有机碳沉积。许多学者都注意到了这种有机碳异常富集的地层,并认为这种暗色岩层是全球海洋出现低氧到缺氧条件的结果。Schlanger 和 Jenkyns 最早将这套沉积岩层描述为海洋缺氧事件(OAE)的沉积<sup>[19]</sup>。更多的研究成果表明白垩纪中期海洋缺氧事件的形成与全球海平面上升有关,并建立了当时火山、构造活动,海平面上升,全球一致性变暖以及大洋表层水团与底层水团变迁的模式<sup>[23-25]</sup>。

由于在欧洲及北美洲具有出露良好的黑色页岩地质剖面,所以目前对白垩纪中期事件研究的成果主要集中在特提斯和北大西洋海域。目前,对白垩纪黑色页岩和缺氧事件具有深入研究的国家和地区有:欧洲的英国东南部<sup>[16, 19, 26-28]</sup>、欧洲西部大陆架<sup>[17, 29-31]</sup>、北海中部<sup>[32]</sup>、丹麦中部<sup>[33-35]</sup>、德国北部<sup>[36]</sup>、法国北部<sup>[37-39]</sup>、意大利中部<sup>[32, 40]</sup>、西班牙<sup>[41]</sup>、北美洲的美国和加拿大西部内陆盆地<sup>[16, 42-43]</sup>、墨西哥<sup>[32]</sup>、中部和南部美洲的哥伦比亚<sup>[44]</sup>、洪都拉斯<sup>[45-46]</sup>、非洲的利比

亚<sup>[47]</sup>、突尼斯<sup>[48]</sup>、摩洛哥<sup>[49]</sup>、尼日利亚<sup>[50]</sup>、莫桑比克<sup>[51]</sup>、扎伊尔<sup>[52]</sup>等地,以及太平洋<sup>[16]</sup>和印度洋海域<sup>[53]</sup>。

从世界各地的黑色页岩研究可以看出,Cenomanian-Turonian 期海洋缺氧条件在全球许多地区具有相同的表现。据现有资料,至少在特提斯大陆边缘、欧洲陆棚区、美国内部盆地、非洲边缘海湾和广海太平洋盆地均有影响。当时这些地区沉积物中的岩性、生物及地球化学特征同样反映了世界性的氧损耗。这次缺氧事件发生的时间在 90.5 Ma 和 91.5 Ma 之间,其延续时间不足 1 Ma,是一次时间短但影响面广的全球重大地质事件。上述地区的地层剖面表现有如下的特征:

(1) 缺氧的黑色页岩层发现在浅色的广海或陆棚海的白垩或灰岩层序中;

(2) 黑色页岩本身不具生物扰动构造,而其中所包含的碳酸盐岩层中可见生物扰动;

(3) 仅存在低分异度的浮游有孔虫和颗石藻组合,底栖生物缺失或只见胶壳类型的底栖有孔虫;

(4) 有机碳含量高,由 1%~30%不等;

(5)  $\delta^{13}\text{C}$  呈现明显的正值偏移,峰值在 2‰~4.5‰之间;

(6) 黑色沉积物常黄铁矿化并相对富磷,放射虫壳丰富时可使黑色页岩硅质含量增高。

在这些特征中,生物组合的变化、有机碳含量的增高与  $\delta^{13}\text{C}$  的正值偏移可作为 Cenomanian-Turonian 期海洋氧含量衰减的重要标志。

在生物方面,Cenomanian-Turonian 期界线附近具旋脊的浮游有孔虫及菊石类生物迅速消失反映了海洋浅—中层水体短期急剧地恶化,在这些水层中形成了广泛的严重缺氧。许多地方在该界线时期底栖生物缺乏,而同时期放射虫及颗石藻的繁盛,标志了事件形成时高生产力表层水和生态条件不利的底层水环境。这些特征说明当时海洋不同深度水层处于不同强度的缺氧状态之下,造成了生物组合的变化。

在地球化学方面,相同层位的高有机碳含量与  $\delta^{13}\text{C}$  的正向峰值表明 Cenomanian-Turonian 期的界线附近发生了全球范围的有机碳大量埋藏作用。海洋碳酸盐沉积及化石壳体中  $\delta^{13}\text{C}$  的正向偏移记录了有机碳的埋藏及埋藏作用对海洋总溶解碳中  $\delta^{13}\text{C}$  组成的影响。

虽然黑色页岩或富有机碳沉积物没有出现在该时期世界的每一角落,也不是说全球所有海水在这一时期均同时缺氧,然而,上述事实已可说明白垩纪中期海洋氧含量确实减少并在全球具有广泛的影响。

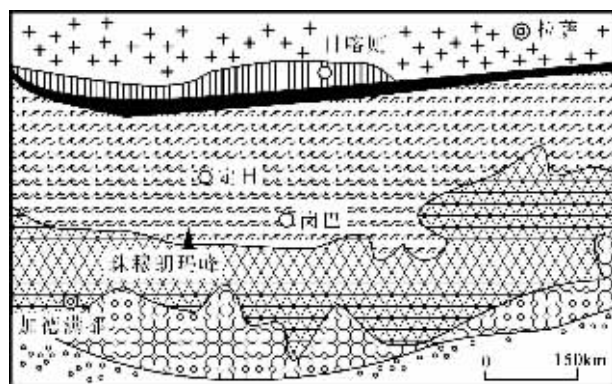


图 3 西藏南部研究区大地构造位置

1—冈底斯带;2—弧前盆地;3—蛇绿岩;4—特提斯喜马拉雅;  
5—高喜马拉雅;6—低喜马拉雅;7—亚喜马拉雅

Fig. 3 Sketch map showing the tectonic location of the studied areas in southern Tibet

1—Gangdise arc; 2—Forearc basin; 3—Ophiolites;  
4—Tethyas-Himalayas; 5—Higher Himalayas;  
6—Lesser Himalayas; 7—Sub-Himalayas

## 4 西藏白垩纪中期的黑色页岩

如上所述,白垩纪中期是一个重要的全球地质事件发生时期,也是黑色页岩沉积的集中阶段。中国海相白垩系在西藏南部出露良好,白垩纪中期地层出露连续(图 3)。西藏位于特提斯海域的东部,与世界其他海域相通,对该区白垩纪中期的黑色页岩研究无疑具有全球可对比性。西藏白垩纪中期的黑色页岩在 Aptian-Albian 和 Cenomanian-Turonian 两个阶段均有沉积。Aptian-Albian 期在岗巴—定日盆地出现有典型的黑色页岩,厚度巨大,但至今尚未在这套页岩中找到具有时代意义的化石,其时代只能依据上下层位地层的时代来控制。因生物地层划分精度较低,所以对这套黑色页岩的综合研究尚未真正开展,成果也十分有限。Cenomanian-Turonian 期普遍沉积了一套暗色的页岩地层,其中含化石丰富。目前,开展对这套页岩的研究已具有扎实的生物地层学基础<sup>[54-59]</sup>,对该页岩的多方位研究正在不断地深入。

在西藏南部白垩纪中期的地层中先后发现了十

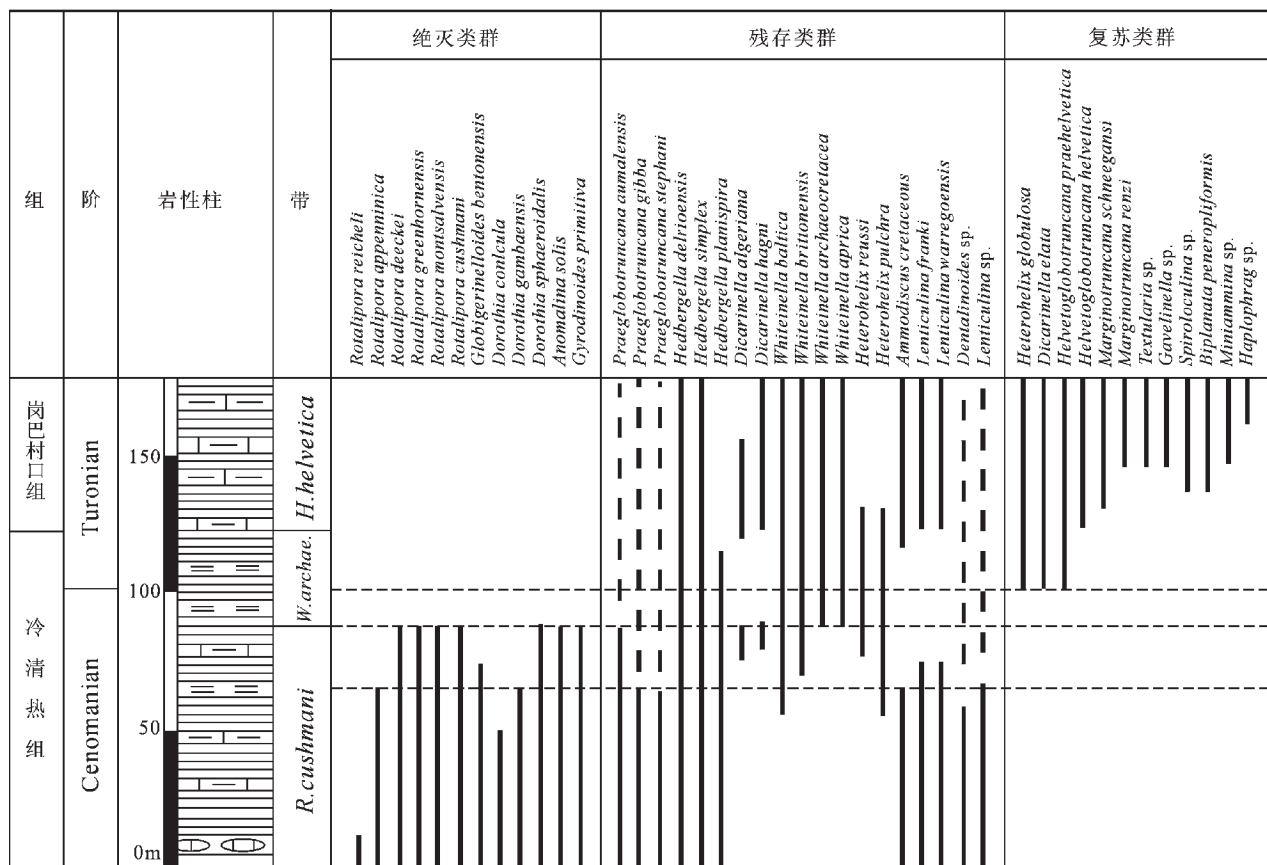


图 4 西藏南部白垩纪 Cenomanian-Turonian 暗色页岩中有孔虫类群对缺氧层的响应 (图例见图 6)

Fig. 4 Response of foraminifera in Cenomanian - Turonian black shales to the anoxic layer in southern Tibet (see Fig. 6 for legend)

分丰富的有孔虫(图 4)及钙质超微化石<sup>[60]</sup>。据此比较精确地确定了该地区 Cenomanian/Turonian 阶的界线。这一界线位于浮游有孔虫 *Whiteinella archaeocretacea* 带之中,并以有孔虫 *Helvetoglobotruncana praehelvetica* 及钙质超微化石 *Quadrum obliquum* 的首次出现为标志。在岗巴宗山剖面中,*H. praehelvetica* 的出现代表了白垩纪中期一次重要的生物事件,万晓樵<sup>[59]</sup>等把它的出现作为 Turonian 阶的开始;钟石兰等对钙质超微化石详细的研究表明,钙质超微化石 *Quadrum obliquum* 的首次出现与浮游有孔虫 *H. praehelvetica* 的首次出现是一致的,并将其也作为岗巴地区 Turonian 阶开始的标志<sup>[60]</sup>。该界线的生物带年龄值为 92 Ma<sup>[61]</sup>。

#### 4.1 Cenomanian-Turonian 期黑色页岩的沉积学特征

西藏南部 Cenomanian/Turonian(C/T)界线位于冷青热组顶部,界线附近地层为陆源碎屑岩类及

碳酸盐岩类,岩性以深灰色—浅灰色页岩、钙质页岩、泥灰岩及灰岩为主,该区的沉积速率平均为 7cm/10<sup>3</sup> a。暗色页岩的沉积结构以纹层状为主,碳酸钙含量在 18%~37%;有机碳含量在 0.54%~1.05%,最高可达 1.67%;粘土矿物以伊利石、高岭石、绿泥石为主;陆源石英矿物颗粒含量也较高。而在暗色页岩中呈夹层形式出现的泥灰岩颜色较浅,多以灰色为主,沉积结构多为块状;碳酸钙含量波动很大,一般在 14%~70%之间;有机碳含量稍低,为 0.4%~0.5%。灰岩夹层常以薄层微晶灰岩产出,碳酸钙含量多在 60%~70%之间,主要来自于有孔虫和颗石藻。

岩层中发育有深灰色至黑色页岩与厚 1~3cm 薄层泥灰岩的紧密旋回。远离界线的岩层中发育有生物扰动的钻孔构造,直径一般在 5 mm 左右,最大可达 10 mm。在 C/T 界线附近,生物扰动几乎消失,少量的扰动钻孔直径明显减小至 1mm 以下。宽约 0.1 mm 的丝状体突然增多。岩石切面上可见有孔虫

房室充填有黄铁矿微球丛。该层段的页岩呈现脆性易碎的性质。这些现象是 *W. archaeocretacea* 带的重要特征。在 Turonian 底部,黄铁矿化钻孔较常见。

#### 4.2 Cenomanian-Turonian 期黑色页岩的古生物学特征

该时期地层中识别有孔虫 37 属 64 种,其中浮游有孔虫 9 属 29 种,底栖有孔虫 28 属 35 种。各类有孔虫的丰度和分异度以及浮游与底栖有孔虫的比率、具旋脊与不具旋脊浮游有孔虫的比率等定量指标表现出一致的变化趋势。有孔虫种的分异度及丰度变化在剖面纵向上具有一致性的向上降低的变化趋势,表现为黑色页岩形成时的生物灭绝事件。

据目前的进一步研究统计,西藏南部浮游有孔虫在界线处种一级的绝灭速率达 34%,底栖有孔虫的绝灭速率达 50%。西藏浮游和底栖有孔虫的绝灭速率与全球同类生物的平均绝灭速率相一致。全球浮游有孔虫在 C/T 界线处的平均计算绝灭速率为 41%<sup>[61]</sup>,在太平洋区为 28%<sup>[62]</sup>。底栖有孔虫的绝灭速率在日本海为 37%<sup>[18]</sup>。在波兰的陆表海记录上升至 53%<sup>[63]</sup>,英格兰为 58%<sup>[27]</sup>,在美国西部盆地绝灭速率高达 69%<sup>[64]</sup>。

#### 4.3 Cenomanian-Turonian 期黑色页岩的地球化学特征

##### 4.3.1 碳稳定同位素记录

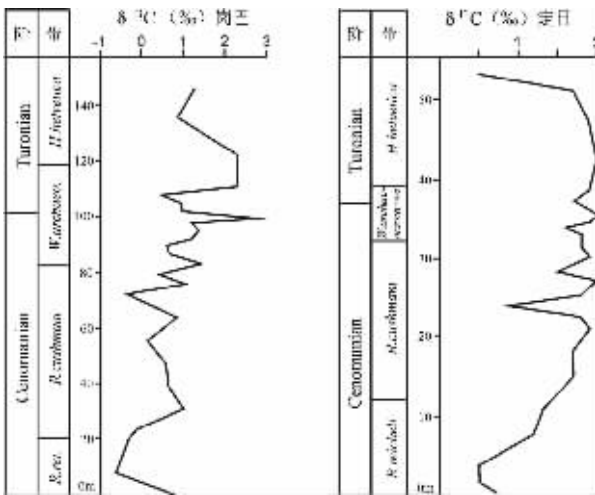


图 5 西藏岗巴、定日地区白垩纪 Cenomanian 晚期—Turonian 早期碳稳定同位素曲线

Fig. 5 Late Cenomanian-early Turonian carbon stable isotope curves from Gamba and Tingri, Tibet

在西藏南部岗巴地区 C/T 界线附近的暗色页岩中采集稳定同位素样品 26 件。该地区碳稳定同位素记录在 C/T 界线附近表现出与世界上其他地区一致性的变化特征。 $\delta^{13}\text{C}$  在 C/T 界线处出现明显的正向偏移,峰值最高达 2.74‰,远离界线其值则均偏低(图 5)。

在定日地区同层位地层中采集稳定同位素样品 30 件。所有样品的  $\delta^{13}\text{C}$  值均分布在 0.3‰~2.0‰,平均值为 1.42‰, $\delta^{13}\text{C}$  值变化幅度为 1.7‰。测试结果表明,碳稳定同位素在 Cenomanian/Turonian 界线附近发生了明显的正向偏移, $\delta^{13}\text{C}$  最高值可达 2‰(图 5)。

##### 4.3.2 钍、铀、钾含量变化

在西藏南部定日地区白垩纪中期 C/T 界线附近测试了铀、钍、钾含量(丰度)的数据。铀、钍、钾含量曲线变化具有明显的一致性,即从 Cenomanian 晚期—Turonian 早期,铀、钍、钾的含量都由高到低,并且均可以分成两个部分,下部页岩中含量较高,而上部碳酸盐岩中含量较低(图 6)。定日地区铀在页岩中的平均含量约为  $3 \times 10^{-6}$  左右,与标准平均含量(约为  $4 \times 10^{-6}$ )相比,其值略为偏低。在碳酸盐岩中铀含量为  $1.2 \times 10^{-6} \sim 2.3 \times 10^{-6}$ ,与标准平均含量(约为  $1 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-6}$ )相比其值相当或略为偏高。本区钍元素在钙质页岩及碳酸盐岩中含量与标准平均含量相比均偏高,在页岩中其平均值约为  $15 \times 10^{-6}$ (标准平均含量约为  $12 \times 10^{-6}$ ),而在碳酸盐岩中其平均值约为  $10 \times 10^{-6}$ (标准平均含量约为  $2 \times 10^{-6}$ )。本区钾元素的含量在页岩中约为 2.5%,与标准值(约为 2.66%)基本相当或略为偏低。在碳酸盐岩中的含量约为 1.5%,与标准值(约为 0.27%)相比明显偏高。海相沉积中钍元素含量的丰富通常会造钍/铀比值的增高。

##### 4.3.3 有机碳含量

西藏南部白垩纪中期 C/T 界线附近有机碳含量最高达 1.67%。尽管藏南地区有机碳含量同全球同期地层相比明显偏低,但仍表现出 C/T 界线附近高、远离界线低的变化趋势,这与黑色页岩的沉积是一致的。对有机碳含量偏低的原因可以有两种解释:一是西藏南部在白垩纪中期位于印度大陆北侧被动大陆边缘上,海水一般较浅,有大量陆源碎屑物质流入到海水中,陆源碎屑物质的稀释作用会导致有机碳含量偏低;另外,喜马拉雅造山作用使地壳抬升,褶皱断裂发育,后期的风化作用很可能大大损耗了

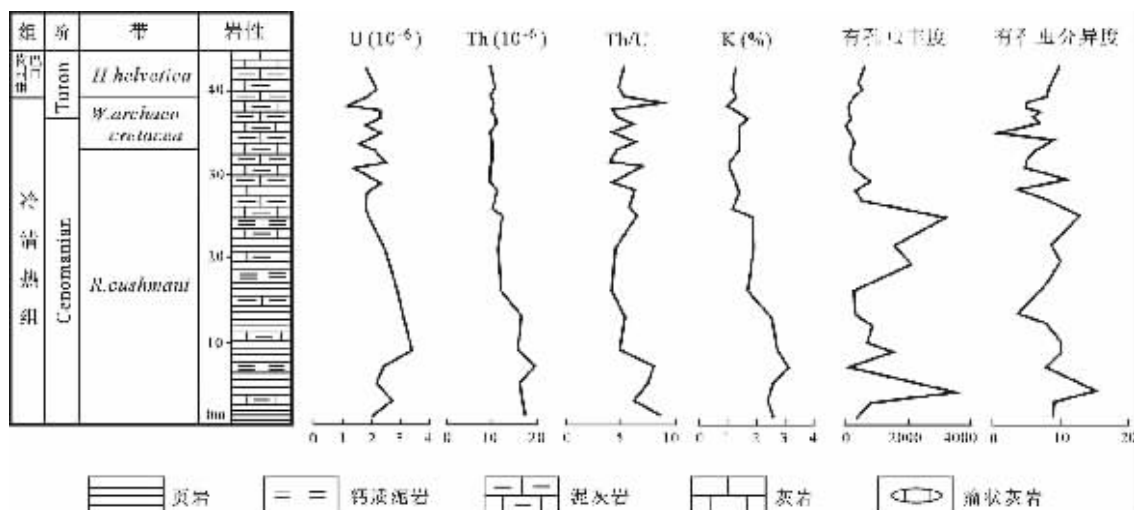


图 6 西藏定日地区白垩纪 Cenomanian 晚期—Turonian 早期地球化学和有孔虫变化曲线

Fig. 6 Geochemical and foraminiferal curves from the upper Cenomanian–lower Turonian of the Tingri section, Tibet

黑色页岩中的原始有机碳含量。

## 5 讨论

白垩纪是地质历史中的最大海侵时期，海侵最高峰出现在白垩纪中期。这一时期的黑色页岩沉积见于世界许多海域。西藏南部位于东特提斯海区，处于印度板块北缘的陆棚地带，在全球海侵的最高峰时期，海平面同样也达到最高位置<sup>[65]</sup>。该地区记录了 Cenomanian 晚期—Turonian 早期生物、岩性和地球化学的变化。

西藏南部 Cenomanian 晚期的生物组合的异常变化与贫氧环境相关。除少数类似 *Lenticulina* 的小有孔虫外，几乎所有低栖类型都受到海底贫氧条件的影响，水体含氧量分层的强化会阻碍水团的纵向交换，减少海底氧的来源，增加水体密度层之下营养物的保存量。不同深度水层中浮游有孔虫和钙质超微化石的绝灭说明海底的流通性与相关水层性质的变化相关。伴随着 Cenomanian 晚期海侵高潮和水体中缺氧层的形成，浮游生物群从较深水层至浅部水层先后消亡。中层水体氧含量的降低导致具旋脊浮游有孔虫 (*Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Dicarinella* 和 *Marginotruncana*) 在 C/T 界线处的消亡<sup>[66]</sup>。与现代具旋脊浮游有孔虫<sup>[67]</sup>相比，这类有孔虫在盆地中上部相当大的垂向水体中生存，水体氧含量的密度分层使其失去了生活空间。Jarvis 等<sup>[27]</sup>曾针对英格兰南部的

研究，提出过一个相似的有孔虫类群的绝灭模式。在他们的模式中，贫氧密度水的形成直接影响浮游生物的灭绝。西藏南部有孔虫类群的消亡与此有相同的性质。当时的西藏特提斯海处于低纬度带，底层洋流活跃，在沿岸带形成上升流，使表层生产力进一步增强。随后，大量陆源碎屑中的有机物质与海水表层浮游生物死亡后的有机体一道下沉，下沉过程中的氧化分解作用消耗了水体大量的氧，使海水中的溶解氧含量降低，导致大洋中层水体开始缺氧，缺氧水层的强盛造成富有机质沉积在陆棚区不断扩展，富有机质沉积物也会在陆坡位置形成黑色页岩的再沉积(图 7)。缺氧层的形成制约了水底沉积有机碳的氧化分解，使其不能返回到水体，形成了有机碳的大量埋藏，导致  $\delta^{13}\text{C}$  发生正向偏移。随着缺氧程度的加强，有机碳埋藏量增高， $\delta^{13}\text{C}$  值也进一步升高。在 Cenomanian/Turonian 界线处，海侵达到顶峰，海洋缺氧层也达鼎盛阶段。在这一阶段生物和地球化学出现异常，同时沉积的黑色页岩是缺氧环境中有机碳大量保存的结果。

西藏南部 Cenomanian–Turonian 地层中远离界线层段的黄铁矿缺失和较强的生物扰动现象代表一种正常的海底氧化条件。在 C/T 界线地层中，生物钻孔的直径大大减小，同时出现球丛状黄铁矿，说明底部水体贫氧带的形成。该地层中铀含量的浮动也显示了氧含量的变化，自生铀含量偏低可能是因为



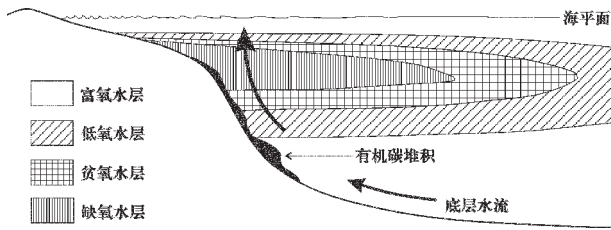


图7 白垩纪中期西藏特提斯海缺氧层形成示意图

Fig.7 Diagrammatic map showing the formation of anoxic layers in the Tibetan Tethys Sea in the Mid-Cretaceous

当时一直没有完全形成自生铀沉淀所需要的持续缺氧环境。球丛状黄铁矿只在 C/T 界线局部层位的出现也证实了这种情况。现代静海相滞流环境中,常有硫化氢的形成,大量球丛状黄铁矿出现在硫化带的顶部。这种微球丛在埋入沉积物后即停止发育,而在此之前其生长直径从未超出  $6\mu\text{m}$ <sup>[68]</sup>。在贫氧条件下,底层水的氧化程度很低,控制沉落千丈积物中微球丛的大小。这种沉积常常发生在局部的、类似有孔虫房室内的缺氧微环境中。在西藏南部,C/T 界线地层中球丛状黄铁矿的平均个体偏大,代表一种较强的滞流环境。同时,黑色页岩中的地球化学出现了异常现象。海平面上升使陆表海面积扩大,并向大洋输入了大量陆源粘土矿物质及有机物质,从而为某些化学元素的富集提供了更多的吸附剂。伴随着海侵的发生,海水中溶解氧的含量逐渐减少,使海水由氧化环境转变为还原环境。在还原环境及有机质、粘土矿物质明显增多的情况下,较多的铀、钍及钾被同时带入沉积物。特别是钍元素,更多地被吸附进入沉积物中,导致其在岩石中的含量明显高于标准值。

对 C/T 界线时期全球生产力变化的研究一直存有争议<sup>[69-71]</sup>,Hart<sup>[72]</sup>对欧洲陆表海剖面研究后认为,钙球藻的富集是高生产力的标记。在西藏南部没有出现丰富的钙球藻,而替代有大量目前尚无法解释的丝状体,或许这也是生产力增高的结果。Gale 等<sup>[70]</sup>基于英格兰南部的资料,提出了缺氧与低生产力交替的模式。他们认为 Cenomanian 末期生物的变化是由于当时海平面上升,贫营养水注入造成生产力降低的结果。这种机制可以解释英格兰相对浅的陆表海环境,几十米幅度的海平面变化可以完全改变其古环境面貌。但是,西藏南部在 Cenomanian 时期处于相对深水的陆棚边缘,沉积水深可能有近千米的深度<sup>[65]</sup>。相比之下,当时海平面上升对西藏的影响可

能会小于英格兰结果,本区生产力的变化幅度可能相对较小。

综上所述,生物灭绝、 $\delta^{13}\text{C}$  正向偏移以及诸多地球化学异常现象是白垩纪中期海平面上升造成氧含量下降的结果,而海平面上升又与当时的气候变化相关。西藏特提斯古海洋条件的变化明显受海平面上升的影响,由此形成的白垩纪中期黑色页岩具有全球一致的特征。

### 参考文献 (References):

- [1] Tyson, R V. The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks [A]. In: Brooks J R V and Fleet A J eds. Marine Petroleum Source Rock [C], Geological Society Special Publication, Blackwell Scientific Publications, 1987,26: 47~68.
- [2] Kemp, A E S. Mid Silurian pelagic and hemipelagic sedimentation and palaeoceanography [A]. In: Bassett M G, et al eds. The Murchison Symposium, Special Papers in Palaeontology [C], 1991, 44: 261~199.
- [3] Wignall P B and Hallam A. Anoxia as a cause of the Permian/Triassic extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1992, 93: 21~46.
- [4] Soutar A, Johnson S R, Baumgartner T R. In search of modern depositional analogs to the Monterey Formation [A]. In: Garrison R E and Douglas R G eds. The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California [C], Special Publication of the Pacific Section SEPM, 1981. 123~147.
- [5] Leithold E L. Preservation of laminated shale in ancient clinofolds; comparison to modern subaqueous deltas [J]. Geology, 1993, 21: 359~362.
- [6] Grabowski G J Jr, Pevear D R. Sedimentology and petrology of profundal lacustrine sediments, Mahogany zone of the Green River Formation, Piceance Creek Basin, Northwest Colorado [A]. In: Crevello P D and Harris P M eds. Deep Water Carbonates—a Core Workshop, SEPM Core Workshop [C], 1985, 6: 386~430.
- [7] Rhoads D C, Morse J W. Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins [J]. Lethaia, 1971, 4: 413~428.
- [8] Byers C W. Biofacies patterns in euxinic basins: a general model [J]. SEPM Special Publication, 1977, 25: 5~17.
- [9] Jones R W. Comparison of carbonate and shale source rocks [A]. In: Palacas J G ed. Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks [C], AAPG Studies in Geology, 1984, 18: 163~180.
- [10] Herbert T D, Stallard R F, Fischer A G. Anoxic events, productivity rhythms and the orbital signature in a mid-Cretaceous deep-sea sequence from central Italy [J]. Paleoclimatology, 1986, 1: 495~506.
- [11] Bralower T J, Thierstein H R. Low productivity and slow deep-water circulation in mid-Cretaceous oceans [J]. Geology, 1987, 12: 614~618.
- [12] Brumsack H J. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from

- the Gulf of California [J]. *Geologische Rundschau*, 1989, 78: 851~882.
- [13] Jumas P A. Transformation of sea floor-arriving fluxes into the sedimentary record [A]. In: Berger W H ed. *Productivity of the Oceans: Present and Past*, London: John Wiley and Sons [C]. 1989. 291~312.
- [14] Coveney R M Jr, Watney W L, Maples C G. Contrasting depositional models for Pennsylvanian black shale discerned from molybdenum abundances [J]. *Geology*, 1991, 19: 147~150.
- [15] Hudson J D, Martill D M. The Lower Oxford Clay: production and preservation of organic matter in the Callovian (Jurassic) of central England [A]. In: Tyson R V and Pearson T H eds. *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia* [C], Geological Society Special Publication, 1991, 58: 363~380.
- [16] Schlanger S O, Arthur M A, Jenkyns H C, et al. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event. I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine  $\delta^{13}\text{C}$  excursion [A]. In: Brooks J and Fleet A J eds. *Marine Petroleum Source Rocks* [C], Geological Society Special Publication, Blackwell Scientific Publications, 1987, 26: 371~399.
- [17] Wapies D W, Cunningham R. Shipboard organic geochemistry, Leg 80, DSDP [A]. In: Poag W, Graciansky P C eds. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project* [C], U.S. Government Printing House, Washington, D.C., 1985, 80: 949~968
- [18] Kunio Kaiho, Takashi Hasegawa. End-Cenomanian benthic foraminiferal extinctions and oceanic dysoxic events in the north-western Pacific Ocean [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 111: 29~43.
- [19] Schlanger S O, Jenkyns H C. Cretaceous anoxic events: causes and consequences [J]. *Geol. Mijnbouw*, 1976, 55: 179~184.
- [20] Fische A G, Arthur M A. Secular variations in the pelagic realm [J]. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.* 1977, 25: 19~50.
- [21] Thiede J, Van Andel T H. The paleoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic South Atlantic Ocean [J]. *Earth Planet. Science Letter*, 1977, 33: 301~309.
- [22] Ryan W B F, Cita M B. Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation [J]. *Marine Geol.*, 1977, 23: 197~215.
- [23] Arthur M A, Schlanger S O, Jenkyns H C. The Cenomanian Turonian Oceanic Anoxic Event II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation [A]. In: Brooks J and Fleet A J eds. *Marine Petroleum Source Rocks* [C], Geological Society Special Publication, Blackwell Scientific Publications, 1987, 26: 401~420.
- [24] Bralower T J, Thierstein H R. Organic-Carbon and metal accumulation in Holocene and mid-Cretaceous marine sediments: Palaeoceanography significance [A]. In: Brooks J and Fleet A J eds. *Marine Petroleum Source Rocks* [C], Geological Society Special Publication, Blackwell Scientific Publications, 1987, 26: 345~370.
- [25] Mello M R, Koutsoukos E A M, Hart M B. Late Cretaceous anoxic events in the Brazilian Continental margin [J]. *Org. Geochem.*, 1989, 14 (5): 529~542.
- [26] Hart M B, Bigg P J. Anoxic events in the chalk seas of north-west Europe [A]. In: Neale J W, Brasier M D eds. *Microfossils from Recent and Fossil Seas* [C], The British Micropalaeont. Soc., 1981, 177~185.
- [27] Jarvis I, Carson G A, et al. Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event [J]. *Cretaceous Res.*, 1988, 9: 3~103.
- [28] Jenkyns H C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans [J]. *Journal of the Geological Society*, 1980, 137: 171~188.
- [29] Hart M B. Oceanic anoxic events on-shore and off-shore S.W. England [J]. *Proc. Ussher Soc.*, 1985, 6:183~190.
- [30] Cunningham R, Kroopnick P M. Inorganic and isotopic geochemistry of sediments from DSDP Sites 549-551, northern North Atlantic [A]. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project* [C], U.S. Government Printing House, Washington, D.C., 1985, 80: 1073~1079.
- [31] Scholle P A, Arthur M A. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool [J]. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 1980, 64: 67~87.
- [32] Burnhill T J, Ramsay W V. Mid-Cretaceous paleontology and stratigraphy, Central North Sea [A]. In: Illing L V and Hobson G D eds. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe* [C], Institute of Petroleum, London, 1981, 245~254.
- [33] Michelsen O. Geology of the Danish Central Graben [J]. *Geol. Survey Denmark, Series B*, 1982, 8: 1~132.
- [34] Nygaard E, Lieberkind K, Fryeman P. Sedimentology and reservoir parameters of the Chalk Group in the Danish Central Graben [A]. In: Kaasschieter J P H and Reijers T J A eds. *Petroleum Geology of the Southeastern North Sea and the Adjacent on Shore Areas* [C]. *Geol. N Mijnbouw*, 1983, 62: 177~190.
- [35] Bromley R G, Ekdale A A. Chondrites: A trace fossil indicator of anoxia in sediments [J]. *Science*, 1984, 224: 872~874.
- [36] Ernst G, Schmid F, Klischies G. Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raums Braunschweig-Hannover [A]. In: Weidmann J ed. *Aspekte der Kreide Europas* [C], *Int. Union Geol. Sciences, Series A*, 1979, 6: 11~46.
- [37] Letolle R, Pmerol B. Mise en evidence dans les craies du Bassin de Paris d' un accident dans le repartition du  $\delta^{13}\text{C}$  d' age Cenomanian terminal [J]. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 291, Series D, 1980, 133~136.
- [38] Pomerol B. Geochemistry of the late Cenomanian-early Turonian chalks of the Paris basin: manganese and carbon isotopes in carbonates as paleoceanographic indicators [J]. *Cretaceous Res.*, 1983, 4: 85~93.
- [39] Force E R, Cannon W F, Koski R A, et al. Influences of ocean anoxic events on manganese deposition and ophiolite-hosted sulphide preservation [J]. *Paleoclimate and Mineral Deposits*, U.S. Geological Survey Circular, 1983, 822: 26~29.
- [40] Arthur M A, Premoli-Silva I. Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys [A]. In: Schlanger S O and Cita M B eds. *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies* [C], London: Academic Press, 1982, 7~54.
- [41] Durr S H. Geologie de Serrania de Ronda und ihrer sudwestlicher Auslaufer (Andalusien) [J]. *Geol. Romana*, 1967, 6: 1~73.
- [42] Frush M P, Eicher D L. Cenomanian and Turonian foraminifera

- and paleoenvironments in the Big Bend region of Texas and Mexico [J]. *Spec. Pap. Geol. Ass. Canada*, 1975, 13: 277~301.
- [43] Kauffman E G. Geological and biological overview: western interior Cretaceous basin [J]. *Mountain Geologist*, 1977, 14: 75~99.
- [44] Renz O. Venezuela [A]. In: Reymont R A, Bengtson P eds. *Aspects of Mid-Cretaceous Regional Geology* [C], New York: Academic Press, 1981, 197~200.
- [45] Barron E J, Washington W M. Numerical climate modeling: An exploration frontier in petroleum source rock prediction [J]. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 1983, 67: 419.
- [46] Finch R C. Mesozoic stratigraphy of central Honduras [J]. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 1981, 65: 1320~1333.
- [47] Clifford H J, Rogers G, Musrati H. Geology of a stratigraphic Giant: Messia field, Libya [A]. In: Halbouty M ed. *Giant Oil Fields of the Decade 1968-1978* [C], Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1980, 30: 507~524.
- [48] Bismuth H, Boltenhagen C, Donze P, et al. Etude sedimentologique et du Djebel Semmama (Tunisie du Centre Nord) [J]. *Cretaceous Res.*, 1982, 3: 171~185.
- [49] Thurow J, Kuhnt W, Wiedmann J. Zeitlicher und palaeogeographischer Rahmen der Phänit- und Black Shale Sedimentation in Marokko [J]. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 1982, 165: 147~176.
- [50] Petters S W, Ekweozor C M. Origin of mid-Cretaceous black shale in the Benue Trough, Nigeria [J]. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocool.*, 1982, 40: 311~319.
- [51] Graciansky P C de, Brosse E. Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique: palaeographie et milieux de dépôt [J]. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 1982, 37: 275~336.
- [52] Nairn A E M. Northern and eastern Africa [A]. In: Moullade M and Nairn A E M eds. *The Phanerozoic Geology of the World II: The Mesozoic*, A [C], Elsevier Sci. Pub. Co., New York, 1978, 329~370.
- [53] Larson R L, Moberly R eds. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* [C], U.S. Government Printing House, Washington, D.C., 1975, 32: 1~973.
- [54] 文世宣. 珠穆朗玛峰地区的地质, 白垩系 [A]. 见: 中国科学院西藏科学考察队, 珠穆朗玛峰地区科学考察报告 (1966-1968), 地质 [C], 北京: 科学出版社, 1974, 148~183.  
Wen Shixuan. Stratigraphy of the Mt. Everest region, Cretaceous. A Report of the Scientific Expedition in the Mt. Everest Region 1966-1968, Geology [C], Beijing: Science Press, 1974. 148~183, (in Chinese).
- [55] 王义刚, 孙东立, 何国雄. 喜马拉雅地区 (我国境内) 地层研究的新认识 [J]. 地质学杂志, 1980, 4(1): 55~59.  
Wang Yigang, Sun Dongli, He Guoxiong. New knowledge of stratigraphy in the Himalaya region [J]. *Journal of Stratigraphy*, 1980, 4(1): 55~59 (in Chinese with English abstract).
- [56] 郝诒纯, 万晓樵. 西藏定日的海相白垩、第三系 [A]. 见: 青藏高原地质文集 [C], 北京: 地质出版社, 1985, 17: 227~232.  
Hao Yichun, Wan Xiaoqiao. Marine Cretaceous and Tertiary of the Tingri region, Tibet [A]. In: *Contributions to the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau* [C], Beijing: Geological Press, 1985, 17: 227~232 (in Chinese with English abstract).
- [57] 万晓樵. 西藏岗巴地区白垩纪地层及有孔虫动物群 [A]. 见: 青藏高原地质文集 [C], 北京: 地质出版社, 1985, 16: 203~223.  
Wan Xiaoqiao. Cretaceous stratigraphy and foraminiferal assemblages in the Gamba region, Tibet [A]. In: *Contributions to the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau* [C], Beijing: Geological Press, 1985, 16: 203~223 (in Chinese with English abstract).
- [58] Willems H. Geosciences Investigations in the Tethyan Himalayas [J]. *Fach Berichte, Fach. Geo. Un. Bremen*, 1993, 38: 1~183.
- [59] 万晓樵, 赵文金, 李国彪. 对西藏岗巴晚白垩世地层的新认识 [J]. 现代地质, 2000, 14(3): 281~285.  
Wan Xiaoqiao, Zhao Wenjin, Li Guobiao. Restudy of the Upper Cretaceous in Gamba, Tibet [J]. *Geosciences*, 2000, 14(3): 281~285. (in Chinese with English abstract).
- [60] 钟石兰, 周志澄, Willems H, 等. 西藏南部岗巴地区白垩纪中期钙质超微化石和 Cenomanian-Turonian 界线 [J]. 古生物学报, 2000, 39(3): 313~325.  
Zhong Shilan, Zhou Zhichang, Willem H, et al. The middle Cretaceous nannofossil zones in Gamba area, southern Xizang (Tibet), China and the Cenomanian-Turonian boundary [J]. *Acta Palaeont. Sinica*, 2000, 39(3): 313~325 (in Chinese with English abstract).
- [61] Caron M. Cretaceous planktic foraminifera [A]. In: Bolli H M, Saunders J B, Perch-Nielsen K eds. *Plankton Stratigraphy* [C], Cambridge University Press, 1985. 17~86.
- [62] Sliter W V. Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifera examined in thin section [J]. *Jour. Foram. Res.*, 1989, 1: 1~19.
- [63] Peryt D, Wyrwicka K. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event in SE Poland [J]. *Cretaceous Research*, 1991, 12: 65~80.
- [64] Eicher D L, Worstell P. Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States [J]. *Micropaleontology*, 1970, 16: 269~324.
- [65] 万晓樵. 从有孔虫分析西藏南部白垩纪海平面升降 [J]. 现代地质, 1992, 4: 392~398.  
Wan Xiaoqiao. Cretaceous foraminifera and sea level changes in southern Tibet [J]. *Geosciences*, 1992, 6(4): 392~398 (in Chinese with English Abstract).
- [66] Wan Xiaoqiao, Lamolda M, Wang Chengshan. Upper Cenomanian-Lower Turonian foraminiferal assemblages from southern Tibet: the responses of the biota to oceanic environmental change [J]. *Journal of the Geological Society of Philippines*, 1997, LII (3-4): 183~197.
- [67] Be A W H. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera [A]. In: Ramsay A T S ed. *Oceanic Micropalaeontology* [C], London: Academic Press, 1977. 1~100.
- [68] Wilkins R T, Barnes H L, Brantley S L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60: 3897~

- 3912.
- [69] Keller G., Han Q., Adatte T, et al. Palaeoenvironment of the Cenomanian–Turonian transition at Eastbourne, England [J]. *Cretaceous Res.* 2001, 22, 391~422.
- [70] Gale A S, Smith A B, Monks N E A, et al. Marine biodiversity through the Late Cenomanian–Early Turonian: palaeoceanographic controls and sequence stratigraphic biases [J]. *Journal of the Geological Society, London*, 2000, 157:745~757.
- [71] Luciani V and Cobianchi M. The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian–Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data [J]. *Cretaceous Research*, 1999, 20:135~167.
- [72] Hart M B. The Late Cenomanian calcisphere global bioevent [J]. *Proceedings of the Ussher Society*, 1991, 7, 413~417.

## Cretaceous black shale and dissolved oxygen content ——A case study in southern Tibet

WAN Xiao-qiao<sup>1</sup>, LIU Wen-can<sup>1</sup>, LI Guo-biao<sup>1</sup>, LI Yan<sup>2</sup>

(1. *China University of Geosciences, Beijing 100083, China;*

2. *Jining Monitoring & Warning Center For Geo-Environments, Inner Mongolia, Jining 012000, Inner Mongolia, China*)

**Abstract:** Black shales have special lithological, paleontological and geochemical features, which are mainly represented by changes in faunal assemblage and abundance, an increase of organic carbon content and positive excursion of carbon stable isotopes. High surface water productivity is of paramount importance in organic matter deposition. Black shales were worldwide during the Mid Cretaceous and well marked the Cenomanian–Turonian transition. In southern Tibet, the extinction rates for planktonic foraminiferal species are 34%, and up to 50% for the benthos at the C/T boundary. A short positive  $\delta^{13}\text{C}$  excursion that shows a maximum value of 2.74‰ occurs at the top of the Cenomanian. The bioturbation almost disappeared; microburrows are pyritized; foraminiferal chambers are filled with pyrite microspherical clusters. Other geochemical indicators also show different degrees of anomalies. These features suggest that different degrees of oxygen-poor to oxygen-deficient states occurred in water layers at different depths of the ocean. The shales deposited simultaneously are the result of preservation of abundant organic carbon in the anoxic environment. The causes for the occurrence of this phenomenon are the influences of the sea-level rise and climatic change in the Mid Cretaceous. The changes of the conditions of the Tibetan Tethys Sea were markedly affected by the global and regional sea-level rises and the Mid Cretaceous black shale formed thus have the features consistent with those of the global shales.

**Key words:** Cretaceous; black shale; oxygen content; Tibet