

白垩纪世界与大洋红层

王成善¹, 胡修棉²

1. 中国地质大学,北京 100083
2. 南京大学 地球科学系,江苏 南京 210093

WANG Cheng-shan¹, HU Xiu-mian²

1. China University of Geosciences, Beijing 100083, China
2. Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

WANG Cheng-shan, HU Xiu-mian. Cretaceous world and oceanic red beds. *Earth Science Frontiers*, 2005, 12(2): 011-021

Abstract: The Cretaceous represents one of the extreme greenhouse climate in the geologic history of our planet. As such the Cretaceous is considered as a representative study topic in Earth system sciences. In this paper we firstly review the latest knowledge and new developments in the studies of the Cretaceous sedimentation, palaeoclimatology, and palaeoceanography, and attempt to provide a more realistic picture of the greenhouse Cretaceous world. Secondly, we summarize the Cretaceous anoxic events and the associated deposition of black shale. This is arguably one of the hottest topics in Cretaceous research over the past 30 years. The Cretaceous Oceanic Red Beds (CORB) and its oxid processes, brought forward for the first time by Chinese scholars. The Cretaceous anoxic events and CORB are closely related to the carbon and oxygen cycles. These will serve in future as key topics for better understanding the Cretaceous world, especially the palaeoclimatology and palaeoceanography.

Key words: Cretaceous; oceanic anoxic events; black shales; oceanic red beds; oxid processes; palaeoclimatology; palaeoceanography

摘要:白垩纪代表着地质历史中的一种极端的温室气候,已被国际地球科学界视为研究地球系统科学的典型范例。文中在评述白垩纪沉积作用、古气候、古海洋研究中取得的重要进展基础上,重点介绍推动白垩纪研究核心问题之一的黑色页岩和大洋缺氧事件以及由中国学者提出的白垩纪大洋红层和富氧作用。大洋缺氧事件与大洋红层的研究因其与碳氧循环、古气候和古海洋变化的紧密关系,已经成为国际白垩纪研究中的热点问题,并在今后一段时期内继续引领着白垩纪古海洋、古气候变化研究的不断深入。

关键词:白垩纪;大洋缺氧事件;黑色页岩;大洋红层;富氧作用;古气候;古海洋

中图分类号:P534.53;P588.2 文献标识码:A 文章编号:1005-2321(2005)02-0011-11

我们正生活在被人类强烈影响和改造的地球上。如何认识人类作为一种重要的地质营力对地球的改造作用,需要我们更深刻地去了解这个固体地球、大气圈、海洋、生命以及它们相互之间的作用和影响,这种需求导致地球系统科学的形成和发展。通过对保存在岩石中的记录的研究,我们得知,地质历史上大部分时期的地球与现今生活的间冰期地球截然不同,并表现出具有“温室状态”(greenhouse

state)与“冰室状态”(icehouse state)交替出现的周期性^[1,2]。温室状态下气候和海洋格局遵循不同的运行模式^[3],而对这样一种模式的精确理解无论对于认识过去、还是未来都将是必需的。代表着地质历史中极端温室气候类型的白垩纪就是它的典型代表,这不仅仅因为这一时期所沉积的地层广泛出露在大陆上,也因板块俯冲循环使它相对于更老时代的地层在洋底得到更好的保存。所以,白垩纪已被

收稿日期:2005-03-07;修回日期:2005-03-10

基金项目:国家自然科学基金重点项目(40332020);科学技术部 973 预研项目(2001CCA01800)资助

作者简介:王成善(1951—),男,教授,博士生导师,沉积地质学专业。E-mail: chshwang@cugb.edu.cn

国际地球科学界视为研究地球系统科学的典型范例, 被称为“白垩纪世界”^[4]。白垩纪时全球气温处于极端温室状态, 在 Turonian 期全球平均表面温度比现今高 10 °C^[5,6], 同时是洋中脊生产率极高时期和大型火成岩省(LIPs)大规模形成时期^[7,8]。据估计, Cenomanian-Turonian 时期洋中脊生产率达 $57 \times 10^6 \text{ km}^3/\text{Ma}$ ^[8], 洋壳生产面积是正常生产面积的 1.8 倍^[7,9]; CO₂ 含量是现今含量的 4~10 倍^[10,11], 海平面在过去 250 Ma 历史中处于最高位时期^[12]; 白垩纪世界也是显生宇以来唯一一次超静磁带(CNS)发育时期; 缺氧环境下的黑色页岩是许多大油田的烃源岩。据统计, 全球 60% 油田的烃源岩形成于 Albian-Coniacian 期^[13], 29% 烃源岩来自 Aptian-Turonian 期^[14]。我国大庆油田所在的松辽盆地主力烃源岩也是在这个时期形成的。白垩纪也是海洋和陆地生物特化或异化时期, 不但有当时的世界霸主恐龙, 也出现了像圆笠虫之类的大有孔虫和厚壳蛤之类的造礁双壳。

正因为国际科学界对白垩纪的高度重视, 近年来在深海钻探(DSDP)和大洋钻探(ODP)取得了大量实验数据, 获得和建立起白垩纪的各种演化曲线, 如洋壳生产率^[7,15]、锶同位素^[16]、硫同位素^[17]、碳酸盐和有大孔虫的碳同位素^[5,18,19]、氧同位素曲线^[1,20]、大气二氧化碳含量变化^[11]和氧气含量变化^[21]。在此基础上, 科学家可以追溯白垩纪以来的全球气候变化^[22]、古海洋变化^[23]和古地理变化^[24,25]。

本文将评述白垩纪古气候和古海洋研究中取得的重要进展, 重点介绍白垩纪与温室气候紧密相关的特殊沉积, 在此基础上对推动白垩纪研究核心问题之一的黑色页岩和大洋缺氧事件以及由我国学者提出的白垩纪大洋红层和富氧作用进行回顾与总结, 为进一步揭示白垩纪气候和海洋提供借鉴, 并有助于人类对因目前大气二氧化碳含量增加而导致的气候和环境反馈做出正确的预测。

1 白垩纪世界——温室气候的典型范例

1.1 白垩纪气候

根据国际地层委员会 2004 年公布的国际地层年表, 白垩纪的底界置于 145.5 Ma, 其顶界是科学界所熟知的 65.5 Ma^[26]。这一时期与我们现在所生活的地球面貌是截然不同的。从古地理角度来

看, 当时的海陆分布与现今最大的不同是在低纬度地区存在一个东西向的特提斯洋(图 1), 大西洋和印度洋也处于它们早期形成阶段^[25]。白垩纪最明显的气候标志莫过于在南北半球范围内广泛发育蒸发岩、陆相红层和碳酸盐岩(包括生物礁), 高纬度地区森林的存在、植物群和生物礁向极地方向拓展约 15°、恐龙在北极圈内被发现, 以及普遍缺乏大陆冰川的直接证据^[27]。随着海洋碳酸盐氧同位素被成功地用于古温度重建以及运用古植物研究陆地气候的进一步发展, 变化着的白垩纪古气候已逐步呈现在我们面前。

多年来白垩纪大量氧同位素数据显示, 白垩纪气候具有以下几个明显特征: (1) 白垩纪气温平均比现今高 3~10 °C^[5,6,18,28~30]; 白垩纪中期南高纬度地区海洋上层浮游有孔虫同位素数据揭示其古温度达 22~28 °C^[5], 温带北大西洋深水底栖有孔虫氧同位素数据显示其温度高达 20 °C^[31~33]。(2) Cenomanian-Turonian 界线期间气温出现极高值, 主要证据有: 欧洲箭石和厚壳蛤 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[34]、特提斯域磷酸岩生物骨骼 $\delta^{18}\text{O}$ ^[35]、英国北方域 Chalk 和意大利特提斯域 Scaglia 地区 Turonian 阶下部 $\delta^{18}\text{O}$ 最低值^[18]、南半球细粒沉积物 $\delta^{18}\text{O}$ 古温度曲线^[27]、意大利中部 Contessa 剖面 and 西班牙南部 Santa Ines 剖面海相碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[28]。从古温度角度而言, 白垩纪大致可以三分为^[5]: 温温室气候(Warm greenhouse, Albian-Cenomanian 中期)、热温室气候(Hot greenhouse, Cenomanian 晚期—Campanian 早期)、凉温室气候(Cool greenhouse, Campanian 中期—Maastrichtian)。(3) Cenomanian-Turonian 界线气温极高值之后整体气候不断变冷^[18,28], Campanian 晚期之后变冷速度较慢, 延续整个 Maastrichtian 期^[5,27]。Arthur 等^[36]推测这一次长期的降温可能与全球缺氧事件造成大规模有机碳埋藏, 从而引起温室效应减弱有关。(4) 陆相植被和海相钙质壳化石氧同位素数据表明白垩纪全球纬度温度梯度小, 分别为 0.15 °C/1°(氧同位素数据)和 0.3 °C/1°(低—中纬度北美植被数据), 均远远低于现今的 0.73 °C/1°^[37]。

1.2 白垩纪特殊沉积

白垩纪沉积丰富多彩, 表现出明显地受温室气候控制和全球性分布的特点, 除了本文将要重点论述的黑色页岩和大洋红层外, 以下几种沉积物也是白垩纪所特有的。

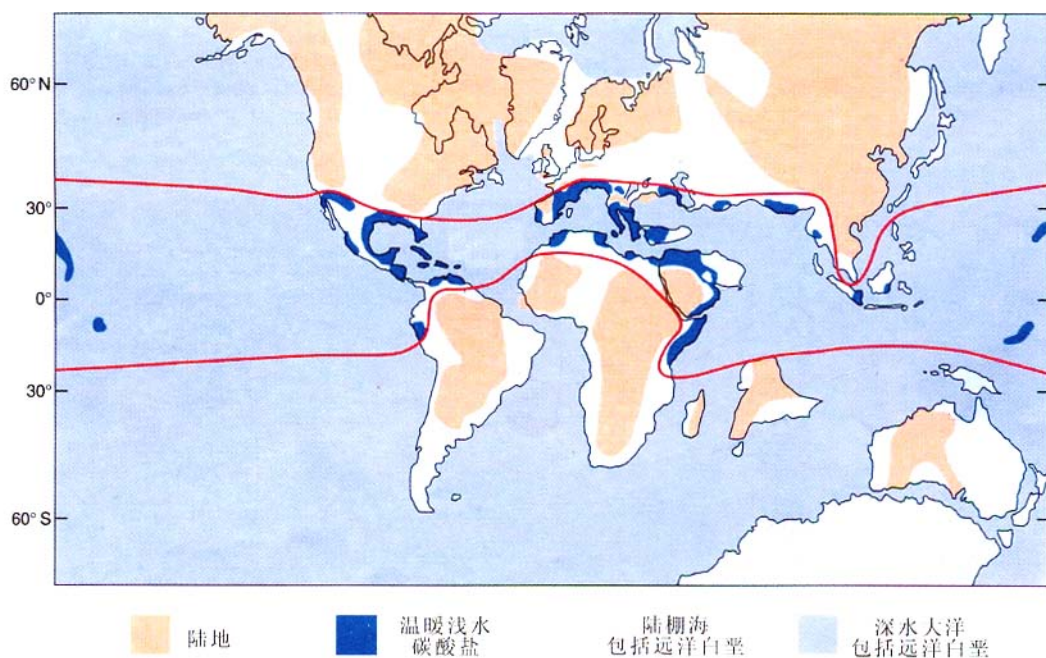


图1 白垩纪 Cenomanian 期(约 98 Ma)古地理重建
红线显示碳酸盐台地分布带^[4]

Fig. 1 Approximate reconstruction of Cretaceous palaeogeography about 98 Ma ago (Cenomanian Age)

Red lines show the belt of carbonate platform development

(1)白垩灰岩沉积。白垩(Chalk)灰岩是白垩纪最特征的沉积,正因为如此,1822年法国地质学家 J. J. Omalius d'Halloy 根据拉丁文白垩“creta”将此时代命名为白垩纪。白垩灰岩沉积不仅出现在北半球的北欧(英国—俄罗斯)和北美(得克萨斯)地区,也出现在南半球的澳大利亚西部(图1)。扫描电镜分析表明这种白垩灰岩大部分是由金黄色的单细胞颗石藻组成,由于受海平面控制,这种藻类骨骼所组成的钙质软泥沉积的海水深度一般不超过 200 m,并且主要形成在开阔海上升流发育的地区^[4]。

(2)热带碳酸盐沉积。这是一种以现在已经绝灭了厚壳蛤(Rudist)为代表的生物/碎屑灰岩沉积,它也是古罗马建筑的主要石材。在地质历史时期,双壳类能够成为造礁生物这是唯一一次,这是由于当时形成的特化厚壳蛤类的特殊生态性质造成的。这种热带碳酸盐沉积出露于整个特提斯海地区,也包括当时的印度大陆北缘、现今我国西藏南部地区(图1),同时它也见于太平洋地区的一些由火山岩组成的海山上。由于它沉积的速度非常快,所以被称为“热带碳酸盐工厂”^[4]。

(3)极地陆相煤系沉积。在现今北极阿拉斯加地区,由于气候寒冷(年平均气温为 -5°C)只能有

一些耐寒的草科和苔藓类植物的生长。在当地由沉积物所记录的白垩纪主体是由陆相的泥岩和煤层组成的,美国地质调查局(USGS)对该区所作的调查显示,仅北极地区的煤蕴藏量就达到 $2.75 \times 10^{12} \text{ t}$,占美国整个煤蕴藏量的三分之一^[4]。古环境分析进一步证实在当时该区为一片巨大的森林。对于形成这种煤层沉积可能的解释有两种:第一种是当时该地区位于适宜森林存在的低纬度地区;第二种解释认为白垩纪温度极高,当时的高纬度地区气候与现今森林存在的低纬度相当。古地磁研究结果证实,当时该地区的古纬度比现在还向北约 10° (现今为北纬 75°)。古气候分析显示当时的北极地区气候炎热,雨量充沛。通过植被类型的重建和被子植物叶形态研究,在美国阿拉斯加北部已经获得了晚白垩世和古近纪年平均空气温度^[38]。Albian 晚期—Cenomanian 早期年平均温度(MAT)为 10°C (相当于伦敦现今 MAT 值),之后温度稍微上升后下降到 Campanian-Maastrichtian 早期的 5°C ,古近纪为 $6\sim 7^{\circ}\text{C}$ ^[38]。晚白垩世早期丰富的厚层煤炭沉积、树木宽的生长环和叶径大范围分布等均说明其为一种潮湿的环境,植物未经受任何明显的水压。这种煤系沉积不仅见于阿拉斯加地区,实际上还广泛发

育于整个环北极地区^[38],如格陵兰、加拿大和俄罗斯。另外,在南极地区也发现了这种煤层^[4]。

综上所述,陆相煤系地层沉积在极地地区,白垩灰岩沉积在中纬度地区,热带碳酸盐沉积在低纬度地区,它们一起在白垩纪时期形成当时巨大的碳库并构成白垩纪全球碳循环的一个重要组成部分。

2 黑色页岩与大洋缺氧事件

全面了解碳循环的过程以及发生重大变化的事件及原因是当今地球系统科学的核心目标,在地球历史的某些特定时期,由于碳循环发生重大变动,导致大量有机碳在海洋沉积物中以缺氧的黑色页岩形式保留下来,这一代表海洋和气候系统发生变化的重大事件已被地球科学界称为大洋缺氧事件(Oceanic Anoxic Events, OAEs)。虽然在侏罗纪及古生代也发生过类似事件,但由于很难能获得深海沉积物,深入研究不够,新生代又没有发生过类似的全球性缺氧事件。这样,白垩纪中期(123~93 Ma)全球规模分布的黑色页岩及所代表的大洋缺氧事件为我们提供了认识地球历史时期碳循环发生重大变化的窗口和研究范例。

通常根据溶解氧含量大小来描述沉积物——底层水氧化还原状态。一般分为缺氧条件(anoxic)、贫氧条件(dysoxic)和富氧条件(oxic)三大类,其界线分别为0.1和1~1.2 mL/L(表1)。Kaiho^[39,40]又进一步将其分为缺氧(anoxic, 0~0.1 mL/L)、贫氧(dysoxic, 0.1~0.3 mL/L)、少氧(suboxic, 0.3~1.2 mL/L)、中氧(medium oxic, 2.0~3.2 mL/L)和高氧条件(high oxic, 3.2~6.0 mL/L)(表1)。

自从1976年首次提出缺氧事件概念后,现已被地学界广泛接受。白垩纪缺氧事件共发生6次,即Aptian早期缺氧事件(OAE1a)、Aptian-Albian界

线缺氧事件(OAE1b)、Albian晚期缺氧事件(OAE1c和d)、Cenomanian-Turonian界线缺氧事件(OAE2)以及Coniacian-Santonian缺氧事件(OAE3)^[45~47]。缺氧事件形成的富有机质的黑色页岩广泛分布于各大洋及陆地上的海相沉积中^[47],其沉积环境变化多样,可为深海洋盆、大陆斜坡、大陆架、海底高原、陆表海^[48]。缺氧事件每次发生的因果/性质不尽相同^[49,50]。相对于OAE2而言,OAE1主要发生于南北大西洋,黑色页岩中的有机物一般由陆源与海相有机物混合而成,有机碳含量偏低,并且在时空分布上不够连续。持续多次缺氧事件的发生导致有机碳大规模埋藏、碳同位素正偏^[36]及生物的大规模绝灭^[51]。其中以Aptian早期出现的Selli事件(OAE1a,约120 Ma)和Cenomanian-Turonian界线Bonarelli事件(OAE2,约93.5 Ma)为代表,这3个标志表现得最为明显。

通常认为碳同位素正偏是由于富含轻碳的有机质在沉积圈中的大量埋藏,造成在大气-海洋体系中富集重碳的结果。在世界各地OAE2缺氧事件层内,无一例外地全岩碳酸盐碳同位素出现了不同程度的正偏,偏幅约2‰^[47]。海相有机质碳同位素($\delta^{13}C_{org}$)在Cenomanian-Turonian界线处也出现了正偏,偏幅达3‰~4‰^[36]。令人惊奇的是,Cenomanian-Turonian界线处碳同位素正偏还反映在陆源有机质中^[52]。日本北海道Cenomanian-Turonian界线处陆相有机质 $\delta^{13}C$ 正偏约为2‰,与全球海相碳酸盐岩碳同位素正偏值相当^[52]。西藏的南部碳同位素 $\delta^{13}C$ 值大体呈现自Cenomanian到Turonian逐渐变重趋势。Cenomanian晚期 $\delta^{13}C$ 仅为-0.38‰,向上逐渐旋回上升,至顶部出现骤增,从+1.18‰跃至+2.74‰,正偏移量1.56‰,Turonian期又回归与晚Cenomanian期相当值^[53,54]。

表1 海洋环境下描述氧化状态的术语

Table 1 The most widely used terms to describe oxygenation levels in the marine environment

溶解氧含量/ (mL · L ⁻¹)	Rhoads 和 Morse ^[41]	Berner ^[42]	Breck ^[43]	Tyson 等 ^[44]	其他术语	Kaiho ^[39,40]					
						状态	溶解氧/(mL · L ⁻¹)				
1.0~8.0	需氧 aerobic	氧化 oxic	氧化 oxic	需氧 aerobic	—	高氧 high oxic	3.2~6.0+				
0.1~1.0	贫氧 dysaerobic 0.3 mL/L 过渡					低氧 low oxic	少氧 suboxic	厌氧 anaerobic	—	中氧 medium oxic	2.0~3.2
										少氧 suboxic	0.3~1.2
0.0~0.1	厌氧 anaerobic	无硫缺氧	少氧 suboxic	厌氧 anaerobic	—	贫氧 dysoxic	0.1~0.3				
H ₂ S 为主	—	硫酸盐缺氧	缺氧 anoxic	缺氧 anoxic	euxinic	缺氧 anoxic	0~0.1				

近 10 年来,大洋缺氧事件研究之所以成为研究新热点,在于其与全球碳氧循环、古气候、古海洋变化的紧密关系。大洋缺氧事件期间,由于有机质在短时期内大规模埋藏,碳没有返回到大气而引起大气 CO₂ 含量降低,导致温室效应减弱^[36]。据统计,Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件在短暂的 0.5 Ma 埋藏有机碳总量达 1.6×10^{18} mol,年平均达 0.32×10^{13} mol^[36]。进一步研究发现,这种由于有机质埋藏所引起的碳循环的改变可能要比以往所认为的要明显得多^[55]。另外,大洋缺氧事件期间有机质的埋藏将导致与埋藏碳相同摩尔数的氧气进入大气圈,从而增加后者的氧化能力。以缺氧事件 OAE2 为例,0.5 Ma 期间有机质埋藏将导致与埋藏碳相同摩尔数的氧气的增加(1.6×10^{18} mol)^[36]。

已有相当的研究实例表明,在缺氧事件的高潮到来之前,海相碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素记录往往出现强烈的负偏,在陆地上的有机质沉积中也得到相同的记录,这被解释为大规模的天然气水合物大量排放到空气中并被快速氧化而造成同期碳酸盐碳同位素负偏^[56]。Bralower 等^[57]报道,在新泽西滨岸平原 ODP174AX 孔资料显示,OAE2 期间碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 负向偏移达 5‰~8‰;在 Blake Nose (ODP171B)资料显示,在 OAE1 b 黑色页岩开始出现之前的 2 m 处,在小于 5 ka 时间段内全岩碳酸盐负偏移量达 2‰~2.5‰,浮游有孔虫和底栖

有孔虫负偏移量达 1.5‰和 1.9‰^[58];Jahren 等^[56]通过测试石化 C₃ 植物碳同位素揭示,Aptian 中期, $\delta^{13}\text{C}$ 快速负向偏移达 5‰,后快速正偏移 5‰,相同的情形还出现在海洋有机质上,其碳同位素负偏移量为 3‰^[59]。从以上事实可以看出,在 OAE1a,OAE1b 和 OAE2 缺氧事件对应的黑色页岩之前的地层内,似乎均有大规模的气体水合物的排放,相同的情形至少还出现在侏罗纪 Toarcian 大洋缺氧事件之前^[60]和古新世全球增温事件之前^[61]。大规模的气体水合物从海洋沉积物中开始排放到水中,不断溶解并在水中被氧化^[62],这样就要消耗掉大规模的溶解氧,造成大洋水体缺氧;一旦海水中的甲烷溶解度达到饱和就被释放到大气中,快速被氧气氧化转换成 CO₂,其直接的地质效应就是促进气候变暖,另外,还将导致大气 O₂ 含量的快速降低。

3 大洋红层与富氧作用

顾名思义,“红层”指的是以红色为主要颜色的沉积地层。根据红层形成环境的不同,红层可分为大陆红层和大洋红层。这里的大洋红层是指海洋深水远洋、半远洋环境下,在富氧条件下形成的一套以红色—紫红色颜色为主的沉积物。大洋红层内有机质极低,岩石类型包括灰岩、泥灰岩、钙质页岩、页岩/

表 2 全球典型地区上白垩统大洋红层沉积特征对比表

Table 2 Characteristic features of the Upper Cretaceous Oceanic Red Beds from typical areas in the globe

地点	层位	红层颜色	厚度/m	时代	主要岩性	
北大西洋	Plantagenet	杂色,黄棕色、中等棕色及红色	92.3	Turonian 早期—古新世	泥岩	
意大利	Scaglia Rossa	红色、白色	200~400	Turonian 早期—始新世中期	灰岩、泥灰岩、页岩、硅质岩	
奥地利	Nierental	红色、灰色、白色	400	Campanian 晚期—Maastrichtian	页岩、泥灰岩	
波兰	Pustelnia 泥灰岩段或 Macelowa 泥灰岩段	红色、灰—灰蓝色	—	Cenomanian 早期—Campanian 晚期	泥灰岩、页岩	
土耳其	Kapanbogazi 组	红色	40	Cenomanian 晚期—Campanian	灰岩、泥灰岩	
藏南	床得组	红色	~30	Santonian—Campanian	页岩、泥灰岩、硅质岩	
澳大利亚 Exmouth	上白垩统碳酸盐中段	红棕色、灰绿色	93.5	Campanian 早期—Maastrichtian 早期	泥岩、泥灰岩	
地点	沉积速率 / (mm · ka ⁻¹)	τ(TOC)/%	CCD 面	浊流沉积	红层存在形式	沉积环境
北大西洋	1~3	0.3	下	不发育	全部地层	远洋深水盆地
意大利	5~12	0.07~0.17	上	发育	全部地层,除部分浊积体外	远洋盆地—斜坡
奥地利	6~26	—	附近	发育	全部地层,除部分浊积体外	斜坡
波兰	1~4(浅水), 80~230(深水)	—	上	出现	全部地层	远洋
土耳其	—	—	上	偶见	全部地层	远洋
藏南	2~10	0.11	附近	发育	全部地层	斜坡—盆地
澳大利亚 Exmouth	18.2	0.00~0.005	上	不发育	与灰绿色构成高频旋回	外陆棚—半深海远洋

泥岩以及硅质岩,沉积环境主要以大陆斜坡—深水盆地为主。也正因为如此,保存在现今大陆上的大洋红层由于后期构造作用多以块体形式出现。为了避免与滨海相红色沉积发生混淆,同时也是为了与我国科学家广泛接受的“大洋缺氧事件”对应,我们倾向于统一使用“大洋红层”。

对西藏白垩纪大洋红层(Cretaceous Oceanic Red Beds, 简写 CORB)床得组研究表明,它是在底层水为高度氧化的深水环境下的产物^①。主要证据有:(1)沉积物为特征红色,镜下观察,无论是页岩还是灰岩、硅质岩,基质部分均出现氧化的赤铁矿浸

染现象(图 2A)。(2)红层内有机碳含量极低,平均含量 0.1%。(3)红层内 Fe^{2+} 偏低, Fe^{3+} 偏高,全铁含量基本不变,部分 Fe^{2+} 在氧化条件下转化成 Fe^{3+} ,Mn 含量没有变化。 Fe^{3+} 偏高是造成岩石呈红色的主要原因。(4)稀土元素 Ce 在红层底部出现强烈的异常倒转,氧化还原条件从还原条件突变为强烈的氧化条件,后逐渐趋于平和。

近年来的研究表明,与西藏床得组相似的白垩纪大洋红层广泛分布于北至格陵兰,南到新西兰的世界各大洋,包括印度拉达克地区以及西特提斯广大地区(包括西班牙、法国、瑞士、意大利(图 2B)、奥

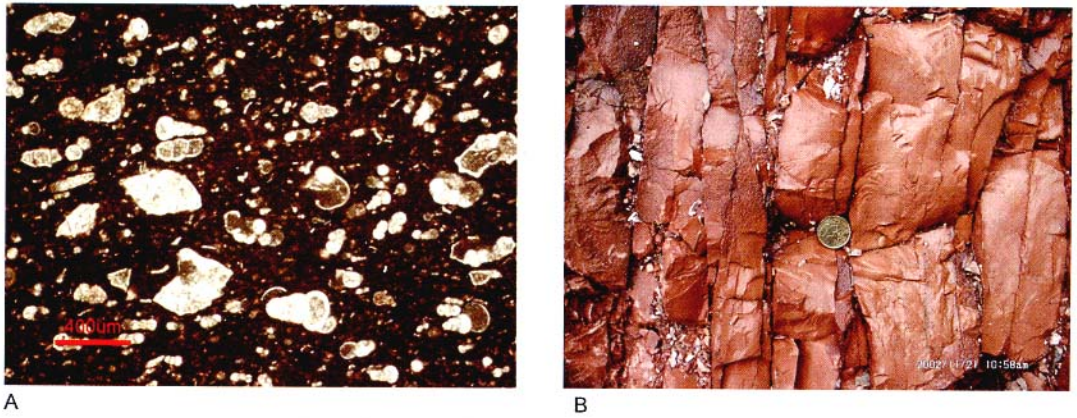


图 2 白垩纪大洋红层显微特征及典型野外露头

Fig. 2 Microfeatures and typical outcrop of Cretaceous Oceanic Red Beds

A—红色生物碎屑泥晶灰岩,西藏江孜勇拉剖面(样品 YL13); B—意大利古比奥 Bottocione 剖面 Maastrichtian 期红色灰岩

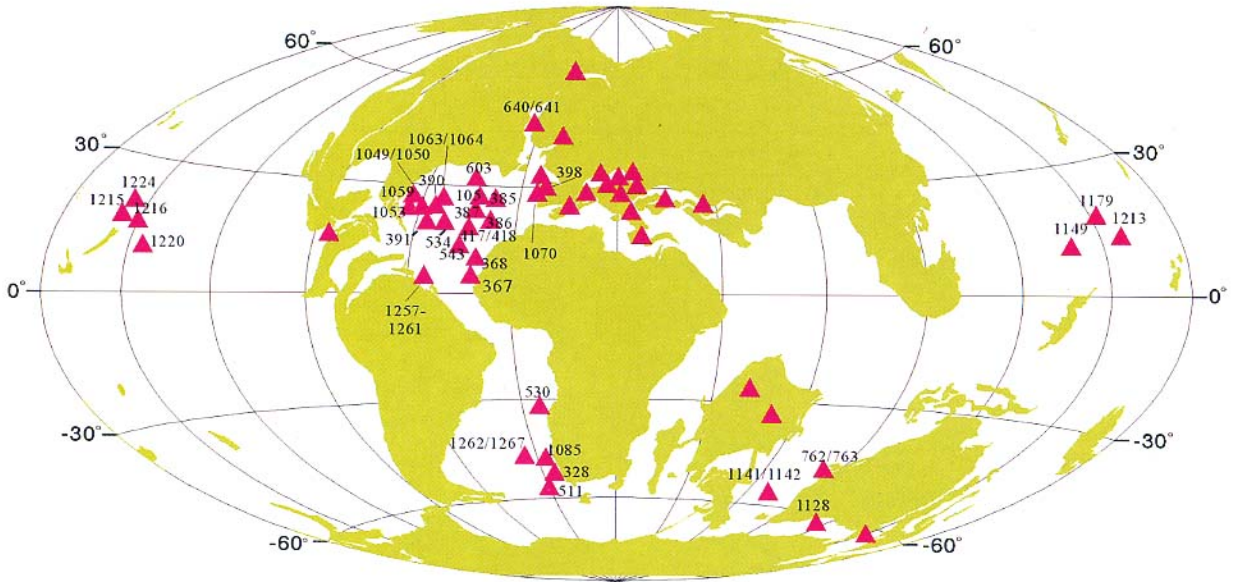


图 3 白垩纪大洋红层分布图

(底图为 Campanian 早期 80 Ma 古地理图,下载自 <http://www.odsn.de>)

Fig. 3 Paleogeographic localities of Cretaceous Oceanic Red Beds

万方数据

① 胡修棉. 藏南白垩系沉积地质与上白垩统海相红层——大洋富氧事件. 成都:成都理工大学,2002:216.

地利、捷克、斯洛伐克、波兰、匈牙利、罗马尼亚、塞浦路斯、土耳其、高加索地区等,在大西洋、印度洋、太平洋、德国北部、格陵兰、新西兰以及加勒比地区发现了它的踪迹^[64](图3)。

通过对全球白垩纪大洋红层的综合对比(表2),CORB除了具有全球性的分布外,还具有以下特征^①:[64,65]:(1)大洋红层主要沉积于深水环境之中,包括大洋盆地、斜坡、外陆棚、海底高原等远洋环境;在斜坡环境下多发育有浊流沉积,如意大利 Scaglia Rossa 和奥地利 Nierental 组;(2)有机碳含量普遍较低,0~0.3%之间;(3)盆地相仅发育红色泥质岩,如北大西洋,而斜坡和远洋环境下不仅发育红色页岩,同时还有红色泥灰岩、红色灰岩和红色硅质岩;(4)红层的致色矿物为赤铁矿;(5)从时间分布上,白垩纪大洋红层首先出现在 Aptian 早期、OAE1a 之后,从 OAE1a 到 Cenomanian-Turonian 界线 OAE2,局部性地出现大洋红层,OAE2 之上广泛出现大洋红层^[65],其中 Santonian 晚期—Campanian 早期是大洋红层出现的高峰期,这意味着红层整体出现在黑色页岩沉积之后;(6)相对于缺氧事件而言,红色沉积期间碳酸盐/有机碳稳定碳同位素相对负偏;(7)相对于缺氧事件而言,红色沉积期间出现生物的繁盛(丰度/分异度);(8)相对于缺氧事件而言,红色沉积期间对应气候的变冷。

沉积物-水界面氧化还原条件主要受有机质沉积速率和底层水溶解氧含量控制,在有机质沉积速率一定条件下,氧化条件通常为高溶解氧含量状态^[66~68],而还原条件为高有机质和低溶解氧状态^[47]。基于此,我们推论,白垩纪大洋红层是沉积物在原地氧化条件下的产物,而这种氧化条件的产生主要由高溶解氧含量所致;并且,这种高溶解氧含量的氧化条件不仅出现在盆地、斜坡等深海环境下,同样还出现在外陆棚和远洋-半远洋环境^[64]。这就意味着在整个大洋红层出现的晚白垩世内全球海洋深水环境下均出现高溶解氧含量的状态。这一结论同时也得到 Kaiho^[66]的溶解氧含量曲线的支持,即曲线上显示在 Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件之后的 Santonian-Campanian 期全球中底层水溶解氧含量远远高于地质历史平均值,其中尤以中层水更为明显。在第32届国际地质大会上,应邀作主题报告的 W. Hay 教授把此种现象称为“白垩纪红色深海沉积大洋”。

基于以上讨论,大洋红层代表着一种高溶解氧

含量的氧化沉积。本文把形成全球深水大洋富氧条件的过程称之为大洋富氧作用。所谓富氧作用是指在相对短暂的时间内,全球或局部海域海洋水体中富氧层(主要指中底层水)膨大或强化的一种作用,并导致大洋红层的出现。大洋富氧作用形成的沉积物特征明显,与缺氧事件形成的黑色页岩沉积形成鲜明的对比,现归纳于表3中。

大洋红层的出现将对全球碳循环产生重要影响,与黑色页岩还原条件下有机碳多被保存下来进入沉积圈相反,大洋红层所对应的氧化条件下,有机碳多被氧化而返回到生物圈和大气圈中,将直接改变有机碳库的比例,进而改变碳循环,后者直接与全球气候变化相关。

表3 缺氧沉积黑色页岩与富氧沉积大洋红层基本特征对比表

Table 3 General characteristics of anoxic black shales and oxic deposited oceanic red beds

基本特征	缺氧沉积 黑色页岩	富氧沉积 大洋红层
氧化还原条件	还原	氧化
沉积物界面溶解氧含量	极低	高
沉积物颜色	黑色	红色
岩性	泥质岩	灰岩、泥灰岩、泥质岩、硅质岩
CaCO ₃	低	高
层理	纹层发育	无
含铁矿物	黄铁矿丰富	赤铁矿为主
遗迹化石	厌氧型	喜氧型
沉积物中生物含量	极少	丰富
有机碳含量	高	极低
沉积物分布范围	全球大洋	全球大洋
海平面	高	?
海水表面温度- $\delta^{18}\text{O}$	高	?
$\delta^{13}\text{C}$	正偏	负偏
旋回性	不同级别旋回	不同级别旋回(?)
地史分布	整个地史	整个地史(?)

进一步深入研究白垩纪大洋红层具有十分重要的潜在意义,不仅可以彻底解决白垩纪红层的时空分布,还可以改善我们对白垩纪古海洋、古气候、古地理、生物复苏等关键科学问题的认识,是运用地球系统科学对地质历史中温室气候条件下各圈层耦合研究的典范。另外,海水溶解氧含量变化与有机质保存具有重要的内在关系,直接与烃源岩的好坏相关,对其研究具有重要的经济意义。

① 胡修棉. 藏南白垩系沉积地质与上白垩统海相红层——大洋富氧事件. 成都: 成都理工大学, 2002: 216.

4 研究展望

白垩纪缺氧事件与大洋红层的研究因其与碳氧循环、古气候和古海洋变化的紧密关系,已经成为国际白垩纪研究中的热点问题。对于白垩纪缺氧事件与黑色页岩的研究,30年来发生了几个明显的转变:从传统意义上的地层学转变到化学地层学概念^[69]、从事件地层学研究转变到与缺氧事件相关的快速气候变化、从单一的地质学的研究转变到地球系统科学的研究。另外在地域上,从区域性研究转变为全球性研究;时间尺度上从百万年尺度转变为万年尺度上;从研究对象而言,不仅研究缺氧事件的原因和过程,更关注缺氧事件发生后的影响及结果。

白垩纪大洋红层的研究自20世纪末正式提出后,在我国科学家领导的国际地质对比计划IGCP463项目和IGCP494项目框架内,已经迅速成为白垩纪研究中的一个新的研究热点,并快速发生了几个明显的转变:从仅仅在我国西藏地区研究转变为在全球范围内综合研究,从由我国科学家单独研究变为多个国家的科学家申请到项目和经费共同研究,从仅仅受到我国科学家关注转变为地球科学界新的国际性研究方向,从举办IGCP项目学术年会快速向国际大会或国际性学术年会转变。例如,“白垩纪大洋红层”先后被第32届国际地质大会(意大利,2004)、欧洲地球科学联盟年度会议(奥地利,2005)、第7届国际白垩纪会议(瑞士,2005)列为主题讨论会。

然而,一方面由于对来自白垩纪大洋红层基础地质资料积累不够,包括地球化学、同位素地质学数据相对缺乏;另一方面还缺乏与大洋红层紧密相关的古气候学、古海洋学深入的研究,尤其缺乏对来自陆地相应沉积记录的研究,使得白垩纪大洋红层研究在今后很长时间内仍将持续下去。围绕着白垩纪大洋红层的成因机制及古海洋、古气候响应,今后的主要研究方向和内容将包括:

(1) CORB的空间和时间上分布;(2) CORB的控制因素,包括化学的、物理的和生物的;(3) OAE与CORB在时间及成因上的关联;(4) CORB的触发及强化机制,决定红层所对应的不同时间尺度的条件(构造的、气候的、海洋的、天文轨道的等)及维持红层沉积出现所需要的条件;(5) CORB期间底層水和上部沉积物的水团性质的变

化(化学的、物理的和生物的)以及大洋环流变化及其原因;(6)有机质(来源、保存、生产力)、营养盐和海洋结构的变化以及溶解氧对这些变化的影响;(7)大洋红层对碳氧循环及其总量、通量和碳/氧库的影响;(8)CORB沉积期间陆地环境(如湖泊)的响应;(9)地质历史中与CORB相同/相似沉积。

我国科学家从大洋红层研究提出伊始一直面临着巨大的挑战,这就是如何继续保持我国在此项原始创新性研究中的领先地位,而发挥好我国白垩纪地域优势和已经取得的学科优势,则是解决的根本方法。我国东北地区发育了以松辽盆地为主的大型白垩纪沉积盆地,是世界上最大的白垩纪湖盆之一,是我国陆相白垩系发育最完整的地区,并具有良好的研究基础。陆地与海洋同属地球表层系统,气候变化对二者具有相同的影响。从理论上讲,地质历史时期与碳循环有关的重大地质事件(如缺氧事件和富氧作用)对海洋和陆地会有相同作用^[70]。在对海洋记录研究的基础上,了解重大地质事件在陆相环境下的响应,并与那些从边缘海和深海环境下获得的数据进行综合对比,才能从根本上认识重大地质事件的性质,揭示其成因机制,才有可能产生全球框架下的新理论,在这一点上日本科学家已走在我们的前面^[52, 71~73]。

从现有的资料来看,在时间上,大洋红层多位于大洋缺氧事件的黑色页岩之上,是否是在大规模缺氧事件之后发生了大洋氧化作用,两者间是否存在某种内在关系(如成因上关联),还需要更多的地质资料的证实。在整个地质历史中,与白垩系相似的黑色/红色沉积还很可能出现在奥陶系^[74]、泥盆系、三叠系和侏罗系。例如,在扬子板块奥陶系中统,庙坡组黑色页岩之上出现红色灰岩层,被称之为宝塔组^[75]。庙坡组为灰黑色碳质页岩夹含骨屑泥晶灰岩,岩性稳定,分布广泛,时代大致为Caradocian早期;宝塔组为紫红色、灰色中—薄层含生物碎屑、含泥石灰岩,时代大致为Caradocian中晚期,生物化石以头足类*Sinoceras*和*Michelinoceras*等典型的营漂游生物为主^[76]。泥盆系Famennian阶红色远洋泥质岩广泛出现在德国Variscan盆地^[77],被认为是高氧化条件下沉积,而之下Frasnian-Famennian界线被认为是缺氧事件发生时期^[78],并认为是该时期生物出现大规模绝灭的主要原因^[79]。另外,下三叠统四川盆地的飞仙关组也是红色泥质沉积,之前

二叠系/三叠系界线也被认为是缺氧条件广泛发育时期^[80,81]。欧洲广泛分布的侏罗纪 Ammonitico Rosso 红色灰岩相也是典型的大洋红层,其主体也出现在 Toarcian 期大洋缺氧事件之后^[82,83]。遗憾的是,地质历史中大洋红层的研究尚未开展起来,应该是大洋红层下阶段研究的一个重要方向。

进入新世纪,各国科学家都在积极寻找如何开展地球系统科学的新的生长点和发展方向^[84]，“大洋红层”正是这样一个符合开展地球系统科学研究的、穿越地球圈层的研究对象。已有的研究才刚刚推开了“大洋红层”的大门,蕴涵在其背后的古海洋、古气候等方面的信息还知之甚少,需要地质学家、气候学家、海洋学家等多学科长时间的深入研究。

References:

- [1] MILLER K G, WIGHT J D, FAIRBANKS R D. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion[J]. *J Geophys Res*, 1991, 96: 6829-6848.
- [2] WANG Pinxian. Deep sea research and Earth sciences in new century[A]. LU Yongxiang. *Overview and Perspective of Sciences and Technology in Past 100 Years*[C]. Shanghai: Shanghai Education Press, 2000: 181-211(in Chinese).
- [3] HAY W W, DECONTO R M. Comparison of modern and late Cretaceous meridional energy transport and oceanology [A]. BARRERA E, JOHNSON C C. *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*[C]. *Geol Soc Amer Spec Paper* 332, 1999:283-300.
- [4] SKELTON P W. *The Cretaceous World*[M]. London: Cambridge University Press, 2003:1-350.
- [5] HUBER B T, HODELL D A, HAMILTON C P. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes; Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients[J]. *Geol Soc Amer Bull*, 1995, 107: 1164-1191.
- [6] WILSON P A, NORRIS R D, COOPER M J. Testing the mid-Cretaceous greenhouse hypothesis using “glassy” foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise[J]. *Geology*, 2002, 30: 607-610.
- [7] LARSON R L. Latest pulse of Earth; Evidence for a mid-Cretaceous superplume[J]. *Geology*, 1991, 19: 963-966.
- [8] JONES C E, JENKYNS H C. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous[J]. *Am J Sci*, 2001, 301: 112-149.
- [9] LARSON R L, ERBA E. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian; Igneous events and the biological, sedimentary and geochemical responses[J]. *Palaeoceanography*, 1999, 14: 663-678.
- [10] BERNER R A. GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time[J]. *Am J Sci*, 1994, 294: 56-91.
- [11] BERNER R A, KOTHAVALA Z. Geocarb III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time[J]. *American Journal of Science*, 2001, 301: 182-204.
- [12] HAQ B U, HARDENBOL J, VAIL P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic[J]. *Science*, 1987, 235: 1156-1167.
- [13] IRVING E, NORTH F K, COUILLARD R. Oil, climate and tectonics[J]. *Can J Earth Sci*, 1974, 11: 1-17.
- [14] KLEMMME H D, ULMISHEK G F. Effect petroleum rocks of the world: Stratigraphic distribution and controlling depositional factors[J]. *AAPG Bull*, 1991, 75: 667-689.
- [15] KAIHO K, SAITO S. Oceanic crust production and climate during the past 100 Ma[J]. *Terra Nova*, 1994, 6: 376-384.
- [16] HOWARTH R J, MCARTHUR J M. Statistics for strontium isotope stratigraphy: A robust loess fit to marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with look-up table for derivation of numeric age[J]. *J Geol*, 1997, 105: 441-456.
- [17] PAYTAN A, KASTNER M, CAMPBELL D, et al. Seawater sulfur isotope fluctuations in the Cretaceous[J]. *Science*, 2004, 304: 1663-1665.
- [18] JENKYNS H C, GALE A S, CORFIELD R M. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English chalk and Italian scaglia and its paleoclimatic significance[J]. *Geological Magazine*, 1994, 131: 1-34.
- [19] VEIZER J, ALA D, AZMY K, et al. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ^{13} C and δ^{18} O evolution of Phanerozoic seawater[J]. *Chemical Geology*, 1999, 161: 59-88.
- [20] VEIZER J, BRUCKSCHEN P, PAWELLEK F, et al. Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 132: 159-172.
- [21] BERNER R A. Atmospheric oxygen over Phanerozoic time [J]. *Proceeding of National American Science*, 1999, 96: 10955-10957.
- [22] BARRON E J, FAWCETT P J, PETERSON W H, et al. A “simulation” of mid-Cretaceous climate[J]. *Paleoceanography*, 1995, 10: 953-962.
- [23] BARNES C R. Paleooceanography and paleoclimatology: An Earth system perspective[J]. *Chemical Geology*, 1999, 161: 17-35.
- [24] ROSS G M. Paleogeography: An Earth systems perspective [J]. *Chemical Geology*, 1999, 161: 5-16.
- [25] HAY W W, DECONTO R M, WOLD C N, et al. Alternative global Cretaceous paleogeography[A]. BARRERA E, JOHNSON C C. *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*[C]. Geological Society of America, Special Paper 332, 1999: 1-47.
- [26] GRADSTEIN F M, OGG J G, SMITH A G, et al. A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene from the Dabie mountains, central China[J]. *Episodes*, 2004, 27: 83-100.
- [27] HU Xiumian. Greenhouse climate and ocean during Cretaceous[J]. *Geology in China*, 2004, 31: 442-448 (in Chinese).
- [28] CLARKE L J, JENKYNS H C. New oxygen isotope evi-

- dence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere[J]. *Geology*, 1999, 27: 699-702.
- [29] STOLL H M, SCHRAG D P. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain; Glacial episodes in a greenhouse planet [J]? *GSA Bulletin*, 2000, 112: 308-319.
- [30] HUBER B T, NORRIS R D, MACLEOD K G. Deep sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous[J]. *Geology*, 2002, 30: 123-126.
- [31] NORRIS R D, WILSON P A. Low-latitude sea-surface temperatures for the mid-Cretaceous and the evolution of planktic foraminifera[J]. *Geol*, 1998, 26: 823-826.
- [32] FASSELL M L, BRALOWER T J. Warm, equable mid-Cretaceous; Stable isotope evidence[A]. BARRERA E, JOHNSON C C. *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System* [C]. Geol Soc Amer Spec Paper 332, 1999: 121-142.
- [33] HUBER B T, LECKIE R M, NORRIS R D, et al. Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic [J]. *Jour Foram Res*, 1999, 29: 392-417.
- [34] ARTHUR M A, DEAN W E, CLAYPOOL G E. Anomalous ^{13}C enrichment in modern marine organic carbon [J]. *Nature*, 1985, 315: 216-218.
- [35] KOLODNY Y, RAAB M. Oxygen isotopes in phosphatic fish remain from Israel [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1988, 64: 59-67.
- [36] ARTHUR M A, DEAN W, PRATT L M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary [J]. *Nature*, 1988, 335: 714-717.
- [37] SPICER R A, CORFIELD R M. A review of terrestrial and marine climates in the Cretaceous with implications for modeling the greenhouse Earth [J]. *Geological Magazine*, 1992, 129: 169-180.
- [38] SPICER R A, PARRISH J T. Late Cretaceous-Early Tertiary palaeoclimates of northern high latitudes; A quantitative view [J]. *Journal of the Geological Society London*, 1990, 147: 329-341.
- [39] KAIHO K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean [J]. *Geology*, 1994a, 22: 719-722.
- [40] KAIHO H, FUJIWARA O, MOTOYAMA I. Mid-Cretaceous faunal turnover of intermediate-water benthic foraminifera in the northwestern Pacific Ocean margin [J]. *Marine Micropaleontology*, 1999, 23: 13-49.
- [41] RHOADS D C, MORSE J W. Evolutionary and ecological significance of oxygen-deficient marine basins [J]. *Lethaia*, 1971, 4: 413-428.
- [42] BERNER R A. A new geochemical classification of sedimentary environments [J]. *J Sediment Petrol*, 1981, 51: 359-365.
- [43] BRECK W G. Redox levels in the sea [A]. GOLDBERG E D. *Marine Chemistry, The Sea*, 5 [M]. New York: Wiley Interscience, 1974: 153-179.
- [44] TYSON R V. The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks [A]. BROOKS J, FLEET A J. *Marine Petroleum Source Rocks* [C]. Geological Society Special Publication 26, 1987: 47-68.
- [45] SCHLANGER S O, JENKYN S H C. Cretaceous oceanic anoxic events: Cause and consequence [J]. *Geologie en Mijnbouw*, 1976, 55: 179-184.
- [46] JENKYN S H C. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans [J]. *J Geol Soc London*, 1980, 137: 171-188.
- [47] ARTHUR M A, SAGEMAN B B. Marine black shales; Depositional mechanisms and environments of ancient deposits [J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1994, 22: 499-551.
- [48] REYMENT R A, BENGTSON P. *Events of the Mid-Cretaceous Physics and Chemistry of the Earth* [M]. Oxford: Pergamon Press, 1986: 213.
- [49] ERBACHER J, HUBER B T, NORRIS R D, et al. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period [J]. *Nature*, 2001, 409: 325-327.
- [50] WILSON P A, NORRIS R D. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period [J]. *Nature*, 2001, 412: 425-429.
- [51] LECKIE R M, BRALOWER T J, CASHMAN R. Oceanic anoxic events and plankton evolution; Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous [J]. *Paleoceanography*, 2002, 17 (3): 10.1029/2001PA000623.
- [52] HASEGAWA T. Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan [J]. *Palaeog Palaeoc Palaeoe*, 1997, 130: 251-273.
- [53] HU Xiumian, WANG Chengshan, LI Xianghui. The stable carbon isotope of Cretaceous carbonate and its response to paleocean dissolved-oxygen events in southern Tibet [J]. *Progress in Natural Science*, 2000, 10: 341-349.
- [54] WAN Xiaoqiao, WIGNALL P B, ZHAO Wenjin. The Cenomanian-Turonian extinction and oceanic anoxic event; Evidence from South Tibet [J]. *Paleogeography Paleoclimatology Paleocology*, 2003, 199: 283-298.
- [55] KUYPERS M M M, PANCOST R D, SINNINGHE DAMSTÉ J S. A large and abrupt fall in atmospheric CO_2 concentration during Cretaceous times [J]. *Nature*, 1999, 399: 342-345.
- [56] JAHREN A H, ARENS N C, SARMIENTO G, et al. Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous [J]. *Geology*, 2001, 29: 159-162.
- [57] BRALOWER T J, BOWMAN A R, WRIGHT J. Detailed C-isotope analysis of the Cenomanian-Turonian Boundary Oceanic Anoxic Event and the potential link to methane hydrate dissociation [A]. *JOI/USSAC Workshop on Cretaceous Climate and Ocean Dynamics, Florissant* [C]. Colorado, July 14-18, 2002, Abstract Volume, 10.
- [58] GRÖCKE D R, KUCERA M. Large perturbation in the global carbon cycle preceding oceanic anoxic event 1b (Pacquier) [A]. *JOI/USSAC Workshop on Cretaceous Climate and Ocean Dynamics* [C]. Florissant, Colorado, July 14-18, 2002, Abstract Volume, 32.
- [59] MENEGATTI A P, WEISSERT H, BROWN R S, et al. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ -stratigraphy through the early Aptian "Livello Selli" of the Alpine Tethys [J]. *Paleoceanography*,

- 1998, 13: 530-545.
- [60] HESSELBO S P, GRÖCKE D R, JENKYN H C, et al. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event[J]. *Nature*, 2000, 406: 392-395.
- [61] DICKENS G R, CASTILLO M M, WALKER J C G. A blast of gas in the latest Paleocene; Simulating first-order effects of massive dissociation of methane hydrate[J]. *Geology*, 1997, 25: 259-262.
- [62] KVENVOLDEN K A. Gas hydrates—Geological perspective and global change[J]. *Reviews of Geophysics*, 1993, 31: 173-187.
- [63] WANG C S, HU X M, JANSAN L F, et al. Late Cretaceous oceanic anoxic event in southern Tibet [J]. *Cretaceous Research*, 2005, 26: 21-32.
- [64] HU X, JANSAN L, WANG C, et al. Upper Cretaceous Oceanic Red beds (CORB) in the Tethys: Occurrence, lithofacies, age and environment[J]. *Cretaceous Research*, 2005, 26: 3-20.
- [65] HU X, JANSAN L, SARTI M. Mid-Cretaceous oceanic red beds in the Umbria-Marche Basin, central Italy: Implication to paleoenvironmental change[A]. *IGCP 463/IGCP494 Workshop Abstract*[C]. Bartin, Turkey, August 18-23, 2003.
- [66] KAIHO K. Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 m. y[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1994b, 111: 45-71.
- [67] MORFORD J L, EMERSON S. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 1735-1750.
- [68] MORFORD J L, RUSSELL A D, EMERSON S. Trace metal evidence for changes in the redox environment associated with the transition from terrigenous clay to diatomaceous sediment, Saanich Inlet, BC[J]. *Marine Geology*, 2001, 174: 355-369.
- [69] JENKYN H, TSIKOS H. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event: Crystallizing the concept[A]. *JOI/US-SAC Workshop on Cretaceous Climate and Ocean Dynamics* [C]. Florissant, Colorado, July 14-18, 2002, Abstract Volume, 43.
- [70] TSIKOS H, JENKYN H C, WALSWORTH-BELL B, et al. Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event: Correlation and implications based on three key locations[J]. *J Geol Soc, London*, 2004, 161: 711-719.
- [71] HASEGAWA T. A global carbon isotope event in the middle Turonian (Cretaceous) sequences in Japan and Russian Far East[J]. *Proceedings of the Japan Academy*, 2003a, 79 (6): 141-144.
- [72] HASEGAWA T. Cretaceous terrestrial paleoenvironments of northeastern Asia suggested from carbon isotope stratigraphy: Increased atmospheric $p\text{CO}_2$ -induced climate[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2003b, 21: 849-859.
- [73] HASEGAWA T, PRATT L M, MAEDA H, et al. Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin, Russian Far East: A proxy for the isotopic composition of paleoatmospheric CO_2 [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 189: 97-115.
- [74] EKDALE A A, BROMLEY R G. Bioerosional innovation for living in carbonate hardgrounds in the Early Ordovician of Sweden[J]. *Lethaia*, 2001, 34: 1-12.
- [75] WANG Xiaofeng, CHEN Xu, CHEN Xiaohong. *Stratigraphy in China: Ordovician*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996: 1-126 (in Chinese).
- [76] ZHOU Shuxin, WANG Jianguo. On the origin of Pagoda stones in the Shiqian region, Guizhou Province[J]. *Experimental Petroleum Geology*, 1992, 14: 291-295 (in Chinese).
- [77] FRANKE W, PAUL J. Pelagic red beds in the Devonian of Germany—Deposition and diagenesis[J]. *Sedimentary Geology*, 1980, 25: 231-256.
- [78] BRATTON J F, BERRY W B N, MORROW J R. Anoxia pre-dates Frasnian-Famennian boundary mass extinction horizon in the Great Basin, USA[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 154: 275-292.
- [79] ALGEO T J, BERNER R A, MAYNARD J B, et al. Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crises: “Rooted” in the evolution of vascular land plants [J] ? *GSA Today*, 1995, 5: 64-66.
- [80] WIGNALL P B, TWITCHETT R J. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction[J]. *Science*, 1996, 272: 1155-1158.
- [81] HOTINSKI R M, BICE K L, KUMP L R, et al. Ocean stagnation and end-Permian anoxia[J]. *Geology*, 2001, 29: 7-10.
- [82] JENKYN H C. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence [J]. *Am J Sci*, 1988, 288: 101-151.
- [83] CECCA F, FOURCADE E, AZEMA J. The disappearance of the “Ammonitico Rosso”[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1992, 99: 55-70.
- [84] SUN Shu, LI Sitian, WANG Chengshan. Basic tendency of sedimentary basin analysis and the perspective studying in China[A]. OUYANG Ziyuan. *Overviews and Perspectives of the Mineralogy, Lithology, and Geochemistry Cross the Century*[M]. Beijing: Atomic Energy Press, 1998: 373-378 (in Chinese).

参考文献:

- [2] 汪品先. 深海研究和新世纪的地球科学[A]. 路甬祥. 百年科技回顾与展望——中外著名学者学术报告[C]. 上海: 上海教育出版社, 2000: 181-211.
- [27] 胡修棉. 白垩纪“温室”气候与海洋[J]. 中国地质, 2004, 31: 442-448.
- [75] 汪啸风, 陈旭, 陈孝红, 等. 中国地层典——奥陶系[M]. 北京: 地质出版社, 1996: 1-126.
- [76] 周书欣, 王建国. 贵州石阡地区宝塔灰岩的成因[J]. 石油实验地质, 1992, 14: 291-295.
- [84] 孙枢, 李思田, 王成善. 沉积盆地研究的基本趋向和对我国今后研究的设想[A]. 欧阳自远. 世纪之交矿物学岩石学地球化学的回顾与展望[M]. 北京: 原子能出版社, 1998: 373-378.