

白垩纪“温室”气候与海洋

胡修棉

(南京大学地球科学系, 江苏 南京 210093)

提要: 白垩纪典型的“温室”气候和海洋一直是地质学界关注的焦点之一。与现今地球“冰室”状态相比, 温室状态下的气候和海洋遵循着不同的运行模式。本文在近年来取得的大量同位素、古生物以及气候和海洋模拟实验数据的基础上, 评述了白垩纪古气候和古海洋研究中取得的重要进展。化石氧同位素数据揭示白垩纪全球平均气温比现今高 3~10℃, 海洋纬向温度梯度仅 0.15~0.3 °C/1°, 全球海洋结构和大洋环流可能与现今完全不同, 大洋环流的驱动很可能是盐度变化而不是温度差异。白垩纪深水沉积显示出从早白垩世碳酸盐台地相、含黑色页岩夹层、黑色页岩和大洋红层大规模出现一直到晚白垩世整体以大洋红层为主的转变。对该沉积转变机制及其与古海洋、古气候关系的研究正是 IGCP463/494 的主要科学目标。

关键词: 白垩纪; 古气候; 古海洋; “温室”状态; 远洋沉积

中图分类号: P532 文献标识码: A 文章编号: 1000-3657(2004)04-0442-07

科学界已经认识到, 地质历史上地球具有“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着不同的运行模式^[3-4], 而这样一种模式的精确理解无论是对于认识过去、还是未来都将是必需的。白垩纪气候代表着地质历史中的一种特殊温室气候类型。有孔虫氧同位素数据表明全球气温在 Turonian 期处于极端温室状态, 其全球平均表面温度比现今高 10℃^[5-8]; 白垩纪同时是洋中脊生产率的极高时期和大型火成岩省(Large Igneous Provinces, LIPs)大量喷发时期^[9-12]; 据估计, Cenomanian-Turonian 时期洋中脊生产率达 $57 \times 10^6 \text{ km}^3/\text{Ma}$ ^[12], 洋壳生产面积是正常生产面积的 1.8 倍, 被认为是超地幔柱强烈活动期^[9, 13]; 白垩纪 CO_2 含量是现今含量的 4~10 倍^[14-15]; 白垩纪的海平面在过去 250 Ma 历史中处于最高位时期^[16]。正是以上异常条件强烈地影响着白垩纪的海洋条件、大陆和海洋的沉积作用, 并决定着陆地和海洋生物的演化。

白垩纪之所以倍受关注, 还有两个重要的原因: (1) 白垩纪沉积岩中蕴藏着丰富的烃类等自然资源。白垩纪缺氧环境下的黑色页岩是许多大油田的生油岩, 如中东油田、北海油田、西西伯利亚油田、墨西哥油田等。据统计, 全球 60% 油田的烃源岩位于 Albian-Coniacian^[17], 29% 烃源岩来自 Aptian-

Turonian^[18]; (2) 通过对白垩纪“温室效应”的结果进行研究, 有助于人们对大气中二氧化碳含量增加所产生的气候和环境反馈做出正确的估价。虽然现在的地球正处于典型的“冰室”气候阶段, 但是, 人类工业化活动引起大气中二氧化碳含量的增加, 同样也会造成一种人为的“温室效应”^[19]。

本文在近年来取得的大量同位素、古生物以及气候和海洋模拟实验数据基础上, 评述白垩纪古气候和古海洋研究中取得的重要进展, 试图勾勒出温室白垩纪的气候与海洋状态。在此基础上, 重点介绍白垩纪远洋沉积的系统演化, 为进一步揭示白垩纪气候和海洋提供重要思路。

1 白垩纪温室气候

1.1 概述

白垩纪最明显的气候标志莫过于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)以及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°^[20], 恐龙在北极圈内被发现^[21]以及普遍缺乏大陆冰川的直接证据。最近, 无法忍受冰冻条件的大型爬行动物在北纬 78°白垩纪沉积物中被发现, 再次证实白垩纪的极端温室气候^[22]。早期研究认为温暖而干燥的气候是整个白垩纪的典型特征^[23-24]。随后, 由于海洋碳酸盐氧同位素被成功地用于古温度重建^[25], 古温

度的定量测量成为古气候研究的主要目标。而大陆气候研究方面,最大的成功在于叶形态统计方法(Statistical leaf-morphology method)的进一步发展^[26-27]。由于这些新方法的成功运用,加上与传统方法的结合,变化着的白垩纪古气候已逐步呈现在我们面前。但是,对于白垩纪气候的精确描述仍远未达成共识。

白垩纪时期的气候长期以来被认为是温暖而均一的。但是,近年来研究却发现,尽管白垩纪有非常温暖的时期,同时也有全球气候冷期^[28-29]——尽管这种冰期是否存在常年冰川尚缺乏证据。但是,白垩纪早期在高纬度地区却发现冰漂沉积,如在澳大利亚中部 Valanginian–Aptian 泥岩中冰漂碎屑(ice-rafted clasts),古纬度为南纬 53°至 72°之间^[28]。由此推测,季节冰(非冰川冰)在早白垩世部分时间内曾出现在该地区。全球环流模拟(GCMs)也表明,白垩纪气候具有强烈的季节变化^[30],包括高纬度大陆内部冰冻现象的存在。Stoll 和 Schrag^[31]也认为,尽管两极地区常年冰盖不可能存在,但通过氧同位素偏移与海平面升降的一致性以及海平面变化(40~80 m),他们推测全球变冷时期两极地区存在冰盖的堆积现象。

1.2 古海洋温度

氧同位素是现今古温度测量中使用最广泛而有效的方法。现今,科学家已经获得了白垩纪大量的钙质化石壳(主要是有孔虫)和蚀变程度低的全岩氧同位素数据,基本上建立了白垩纪古温度演化曲线^[5-7, 31-32](图 1)。

多年来白垩纪碳酸盐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要高 3~10°C^[5-8, 31-32];中白垩世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揭示其温度高达 20°C^[33-35];(2)Cenomanian–Turonian 界线期间中白垩世气温出现极值,

主要证据有:欧洲箭石和厚壳蛤 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[36]、特提斯域磷酸岩生物骨骼 $\delta^{18}\text{O}$ ^[37]、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^[32]、南半球细粒沉积物 $\delta^{18}\text{O}$ 古温度曲线^[6]、意大利中部 Contessa 剖面和西班牙南部 Santa Ines 剖面海相碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[31];(3)在 Aptian–Albian 和 Campanian 期出现暖期^[5-6, 31-32, 38];(4)Cenomanian–Turonian 界线气温极高值之后到白垩纪末整体气候不断变冷^[31-32];温度从 Coniacian、Santonian 到 Campanian 初期逐渐变暖,其后一直变冷,直到 Campanian 晚期,之后变冷速度较慢,延续整个 Maastrichtian 期^[5-6]。

1.3 陆相植被与气候

由于植物是相对简单的生物,自产生后一般不发生迁移,其生态和群落反映的是当时近地表的大气物理环境,因而通过对树叶和植被生理(结构和形态)分析可获得大气定量温度和湿度数据^[39-40]。对海洋生物而言,更多地反映的是海水信息。因此,海洋和陆地数据结合起来才能真正反映出全球气候状况。

白垩纪森林植被曾经存在古北极圈,部分地区高达 85°N^[41]。通过植被类型的重建和被子植物叶形态研究,尤其是叶边缘特征,在美国阿拉斯加北部(古纬度 75°~85°N)已经获得了晚白垩世和古近纪年平均空气温度^[41](图 2)。Albian 晚期—Cenomanian 早期年平均温度(mean annual temperature, 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 5°C,古近纪为 6~7°C^[41]。晚白垩世早期丰富的厚层煤炭沉积、树木的宽的生长环和叶径大范围分布等均说明一种潮湿的环境,植物未经受任何明显的水压。

但是,由于古植物所提供的气温是几十个百万年的平均值,而几个百万年大小时间段内气候变化要么被遗漏掉了,要么被平均化了。因此,相对于海相氧同位素数据而言,陆相

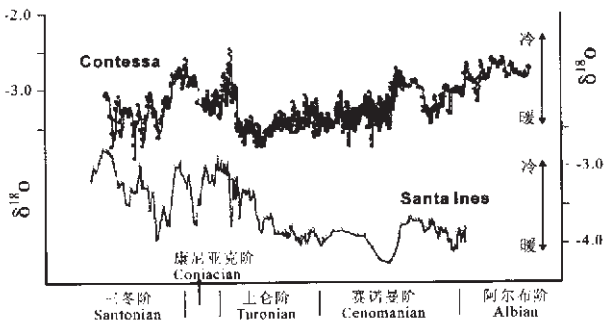


图 1 意大利 Contessa 剖面和西班牙 Santa Ines 剖面白垩纪海相碳酸盐高频 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素曲线^[31]

Fig. 1 $\delta^{18}\text{O}$ data plotted vs. ages for the Cretaceous marine carbonate sequence at the Contessa section of Italy and Santa Ines section of Spain^[31]

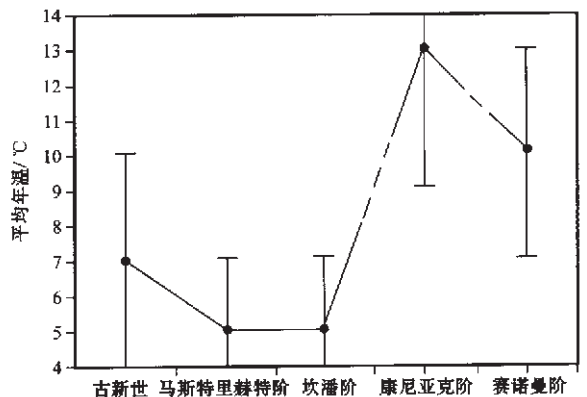


图 2 阿拉斯加晚白垩世和古近纪年平均大气温度^[41]

Fig. 2 Mean annual air temperatures from the North Slope, Alaska during the Mid–Late Cretaceous estimated from leaf physiognomy^[41]

古植物数据精确度和分辨率较低。

2 白垩纪温室海洋

2.1 海洋温度梯度

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 $0.15^{\circ}\text{C}/1^{\circ}$ (氧同位素数据) 和 $0.3^{\circ}\text{C}/1^{\circ}$ (低—中纬度北美植被数据),均远远低于现今的 $0.73^{\circ}\text{C}/1^{\circ}$ [42]。

近年来研究表明,白垩纪高纬度温度可能比以前估计的要低些,其温度梯度也要陡些 [31, 43-45]。但是白垩纪温度梯度到底如何,目前仍在争论之中。Horrell [46] 通过能量守恒模拟研究,认为热传递并不足以维持新生代中期全球变冷,相同的情形也出现在白垩纪暖期,而且,海洋热传递是否在增加还有待证实。Sloan 等 [47] 甚至认为热传递还没有贡献始新世暖期的 30%。相比而言, Barron 等 [39] 用现今值的 4 倍热传递和 4 倍大气 CO_2 含量 [14] 来解释 Albian 暖期已是很牵强。而比 Albian 期温度更高的暖期如 Turonian 和 Campanian 晚期就很难再用更高的热传递和更高的大气 CO_2 含量来解释了。

近年来,在白垩纪古海洋和古气候研究中出现了一个争论,它起因于 D'Hondt 和 Arthur [48] 在《科学》杂志的文章,他们通过化石氧同位素揭示出 Campanian 晚期—Maastrichtian 热带温度反而低于现代热带温度和早白垩世同纬度温度,这一现象被称之为“冷的热带悖论”(Cool Tropic Paradox)。热带温度比中纬度要低,这说明要么正常温度梯度发生反转,要么是其他因素影响了其化石氧同位素值。而正常温度梯度发生反转,这就要求气候带间的热平衡也必须发生倒转,而这在理论上难以解释 [29]。最近,从西大西洋低纬度地区 ODP1052 和 DSDP144 钻孔中获得了保存及其完好的有孔虫,通过测试其氧同位素发现, Turonian 期海水表层温度 (SST) 至少达 $30\sim 33^{\circ}\text{C}$,在考虑更高的 CO_2 含量和更低 pH 值将引起海水和方解石之间同位素分馏增加的情况下, SST 可达 $32\sim 36^{\circ}\text{C}$ [8, 49]。该结论还获得其温带地区同位素数据的支持 [7, 50]。这就意味着,“冷的热带悖论”根本就不成立。以往的化石氧同位素数据很可能由于碳酸盐遭受埋藏成岩作用的影响而有失偏颇。这也从另外一个方面提醒我们,对以往基于全岩以及保存状况不佳的钙质化石的氧同位素数据所反映的温度数据应保持足够的谨慎。

2.2 海洋结构与大洋环流

大量的模拟实验表明,白垩纪与现今海洋结构有着明显的差别 [3, 51-55]。现今海洋表层水温度向极地降低,从赤道地区约 28°C 降低到极地区 -2°C ; 赤道地区盐度最低,约为 34.5‰,至中纬度地区达最高值 35.6‰,南极地区又降低到不足 35‰,而北极地区仅为 31‰。这些温度和盐度差异就导致了纬度上现今大洋海水密度的差异,赤道地区为 1.022 kg/m^3 ,

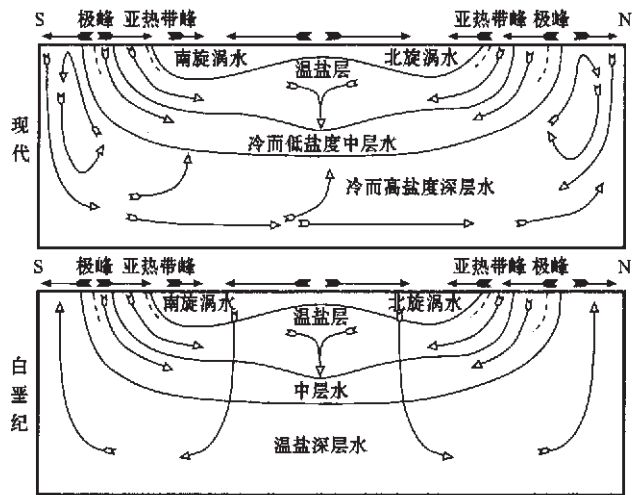


图3 现今和白垩纪大洋垂直结构理想模式 [3, 54]

Fig. 3 Idealized general structure of the ocean circulation in modern and Cretaceous oceans [3, 54]

南极地区达 1.027 kg/m^3 。表层混合层之下,为温盐层 (Thermocline 或 Pycnocline) (图3)。温盐层在赤道地区可达 500 m,向亚热带峰方向变浅 [54]。它是大洋中由于热量平衡和水量平衡所产生的温度和盐度分布不均匀而形成的。温盐层之下为中层水,现今主要南极峰下沉的由冷而低盐、富营养盐的水组成,并向北扩展形成南极中层水 (图3),其形成速率约为 10 斯 (Sv) [5]。还有一种来源就是部分边缘海区由于蒸发作用大于降水量造成表层水下沉。典型的例子就是现今温暖而高盐、贫营养盐的地中海溢流水 (Mediterranean Outflow Water, MOW)。

在现今大洋结构基础上,利用 GENESIS 气候系统模式进行海洋—气候模拟,发现白垩纪大洋结构与现今有着极大的差别 [3, 54] (图3): (1) 白垩纪中层水同样发育在涡流 (Gyre) 区,但其盐度更高,温度比表层水低但比现在在中层水要高;与现今相同,亚热带与极地前缘之间的表层温水下沉并流向内部形成温盐水 (图3); (2) 白垩纪底层水洋流与现今大不一样。因为白垩纪大部分时间两极无常年冰盖,也就不会形成像现今南极底层水、北大西洋深层水等洋流。但是,由于低纬度蒸发作用强,因而盐度将增加,可能会形成暖而富盐的下沉水团 (图3),受柯氏力影响,这种深层水将分别流向南极和北极。深层水的形成或许是白垩纪两极与赤道地区温度梯度低的另一个重要原因 [54]。其他模拟实验也获得相类似的海洋结构 [55]。

3 远洋沉积记录

远洋沉积因其远离陆地,主要以生物输入为主而成为过

① 体积流量单位,“斯”即斯韦尔德鲁普 (Sverdrup) 的简称,1 斯等于 $106\text{ 立方米/秒} (\text{m}^3/\text{s})$ 。

去气候和海洋变化最忠实的记录者。对应于白垩纪温室气候的出现和消失,远洋沉积发生了深刻的变化。在白垩纪远洋沉积研究中,长期以来集中于中白垩统大洋缺氧事件(OAEs)及其富有机质的黑色页岩研究,而对于同样广泛存在的大洋红色沉积却一直被忽视^①。近年来,在王成善教授等领导的 IGCP463 项目以及本人负责的 IGCP494 项目框架内,为我们逐渐认识白垩纪远洋沉积及其与古海洋、古气候之间的关系提供了良好契机。

对经典的意大利中部地区远洋沉积初步研究表明,根据大洋红层、黑色页岩沉积的出现,可以大体将白垩纪分为 3 个阶段:第一阶段自早白垩世初期一直到 Aptian 早期,地层主要以出现高含量碳酸盐沉积为特征(Maiolica 相)(图 4),其中从 Hauterivian-Barremian 界线一直到 Aptian 早期,即从 Faraoni 层(约 126 Ma)到 Selli 层(约 120~119 Ma, OAE1a),地层以出现富有机质的黑色页岩夹层为特征(图 4)。第二阶段从 Aptian 早期 Selli 层一直到 Cenomanian-Turonian 界线 Bonarelli 层(约 93.5 Ma, OAE2)(图 4),以同时广泛出现黑色页岩和大洋红层为特征,部分地层以黑色页岩为主,部分地层以大洋红层为主,部分地层甚至出现黑色页岩、大洋红层的韵律性沉积。该阶段地层颜色变化快,据初步研究,至少有 8 套大洋红层出现,而黑色页岩层则高达 200 多层^[7];Bonarelli 层之上的 Turonian 以上地层则主要以出现大规模的大洋红层沉积为特征(Scaglia Rossa 相),此为第三阶段(图 4)。

以上现象不仅见于意大利亚平宁地区,还见于北大西洋、阿尔卑斯、喀尔巴阡、黑海、喜马拉雅(包括中国西藏南部地区)、北太平洋等地区,可能是整个特提斯域或者说全球深水沉积的一个非常重要的特征^②。白垩纪极端温室时期大体对应于黑色页岩大规模发育的中白垩世时期。为什么会出现白垩纪深水沉积从早白垩世 Maiolica 相、含黑色页岩夹层、黑色页岩和大洋红层大规模出现一直到晚白垩世整体以大洋红层为主的沉积的转变呢?蕴藏在这一远洋沉积物转变之后的古海洋条件、古气候环境又发生了怎样的变化呢?对该问题的探索正是目前开展的 IGCP463 和 IGCP494 的主要科学研究目标之一。

4 结语

白垩纪所代表的“温室”气候与海洋是当今地学界的研究热点之一,长期以来一直是深海钻探计划(DSDP)、大洋钻探计划(ODP)的主要核心科学目标之一。同时,也是即将启动的新的综合大洋计划(IODP)的优先考虑的学术目标之一^[5]。虽然通过陆地和海洋中的沉积记录,已经建立了许多古生物、地球化学参数以及模拟实验等方法,获得比以往更丰富、更全面的数据,然而,要揭开白垩纪古海洋和古气候的面纱,还为时尚早。许多重要而核心的问题还没有达成共识,如白垩

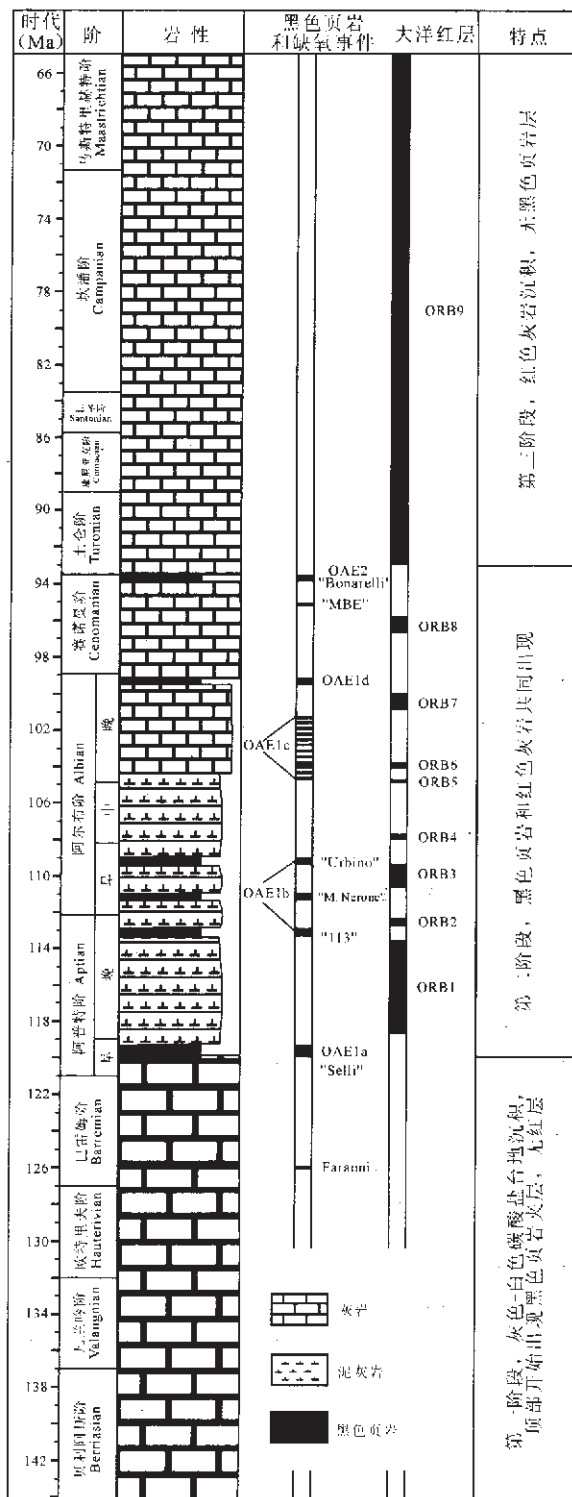


图 4 意大利亚平宁地区白垩世远洋沉积简化综合剖面
Fig.4 Simplified stratigraphic log of the Cretaceous pelagic sequences in the central Apennine, Italy

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, 成都理工大学理学博士论文, 2002.

纪大洋环流的最基本驱动力是什么? 白垩纪温室气候是如何形成的? 又是如何演化消亡的? 既然温室气候下无大型冰盖的存在, 高频海平面变化又是什么来驱动的? 诸如此类的问题还需要科学家不断地努力加以解决。

由于历史和现实的原因, 中国科学家以往在此领域内涉足甚少。随着由中国科学家领导的 IGCP463 和 IGCP494 项目对白垩纪远洋沉积记录及其所反映的白垩纪古气候和古海洋变化研究的不断深入, 中国科学家有望在此热点研究领域内占据一席之地。从中国的白垩纪沉积分布来看, 海相沉积仅分布在西藏中南部、塔里木西南部等有限地区, 而更多地区白垩纪沉积以陆相沉积为主。在坚持对海相地层及其古海洋学、古气候学研究之外, 还应该加强亚洲大陆内部白垩纪古气候的研究。最近, 一些科学家试图通过湖相记录来研究白垩纪大陆气候以及与海洋气候的相互关系^[9], 为我们研究中国大陆白垩纪气候提供了新思路, 因为它可以提供亚洲大陆内部的古气候信息, 而这是海相记录所不能够提供的。我国大陆内部还拥有一些特殊沉积, 如沙漠沉积, 对鄂尔多斯盆地研究显示, 它可以直接提供当时东亚大陆古大气环流的相关信息^[6], 值得进行深入研究。另外, 还有一个重要的研究领域, 就是中国边缘海和西太平洋海相白垩纪沉积, 对其钻探研究将为中国科学家理解白垩纪海洋与气候提供非常好的实验基地, 期待着在今后的 IODP 研究中中国科学家能在此方面有所作为。

参考文献 (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] 汪品先. 深海研究和新世纪的地球科学[A]. 见: 路甬祥主编. 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.
Wang Pinxian. Deep sea research and Earth sciences in new century [A]. In: Lu Yongxiang (ed.), *Overview and Perspective of Sciences and Technology in Past 100 Years*[C]. Shanghai: Shanghai Education Press, 2000. 181~211.
- [3] Hay W W, DeConto R M. Comparison of modern and late Cretaceous meridional energy transport and oceanology [A]. In: Barrera E, Johnson C C (ed.), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*[C]. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 332, 1999, 283~300.
- [4] Hay W W, DeConto R M, Wold C N. Climate: Is the past the key to future? [J]. *Geol. Rundsch*, 1997, 86: 471~491.
- [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]. *Geological Society of America Bulletin*, 1995, 107: 1164~1191.
- [6] Clarke L J, Jenkyns H C. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere[J]. *Geology*, 1999, 27: 699~702.
- [7] 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.
- [8] 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.
- [9] Larson R L. Latest pulse of the Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume[J]. *Geology*, 1991, 19: 547~550.
- [10] Kaiho K, Saito S. Oceanic crust production and climate during the past 100 Myr[J]. *Terra Nova*, 1994, 6: 376~384.
- [11] Takola E. Climate change during the last 150 million years: reconstruction from a carbon cycle model[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 160: 695~707.
- [12] 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.
- [13] 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]. *Paleoceanography*, 1999, 14: 663~678.
- [14] Berner R A. "GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time"[J]. *Am. J. Sci.*, 1994, 294: 56~91.
- [15] Bice K L, Norris R D. Possible atmospheric CO₂ extremes of the warm mid-Cretaceous (late Albian-Turonian)[J]. *Paleoceanography*, 2003, 17(4): 1070.
- [16] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic[J]. *Science*, 1987, 235: 1156~1167.
- [17] Irving E, North F K, Couillard R. Oil, climate and tectonics [J]. *Can. J. Earth Sci.*, 1974, 11: 1~17.
- [18] Klemme H D, Ulmishek G F. Effect petroleum rocks of the world: stratigraphic distribution and controlling depositional factors[J]. *AAPG Bull.*, 1991, 75: 667~689.
- [19] Broecker W S. Will our ride into the greenhouse future be a smooth one? [J]. *GSA Today*, 1997, 7: 1~6.
- [20] Vakhrameev V A. Main features of phytogeography of the globe in Jurassic and Early Cretaceous time[J]. *Paleontological Journal*, 1975, 2: 247~255.
- [21] Colbert E H. Continental drift and the distribution of fossil reptiles [A]. In: Tarling D H, Runcorn S K (ed.), *Implications of continental drift for the earth sciences*[C]. New York: Academic Press, 1973, 395~412.
- [22] Tarduno J, Brinkman D B, Renne P R, Cottrell R D, Scher H, Castillo P. Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous Arctic vertebrates[J]. *Science*, 1998, 282: 2241~2244.
- [23] Brooks C E P. *Climate through the Ages* [M]. New York: Dover Publication Inc., 1926, 395.
- [24] Schwarzbach M. *Climates of the Past*[M]. London: Van Nostrand, 1963, 328.

- [25] Bowen R. Paleotemperature Analysis[M]. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1966:265.
- [26] Wolfe J A. Temperature Parameters of Humid to Mesic Forests of Eastern Asia and Relationships to Forests of Other Regions of the Northern Hemisphere and Australasia[M]. U.S. Geological Survey Professional Paper Vol. 1106, 1979. 37.
- [27] Wolfe J A, Upchurch G R. North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous[J]. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1987, 61:33~77.
- [28] Frakes L A, Alley N F, Deynoux M. Early Cretaceous ice rafting and climate zonation in Australia[J]. *International Geology Review*. 1995,37: 567~583.
- [29] Johnson C C, Barron E J, Kauffman E G, Arthur M A, Fawcett P J, Yasuda M K. Mid-Cretaceous reef collapse linked to ocean heat transport[J]. *Geology*, 1996, 24: 353~384.
- [30] Barron E J, Fawcett P J, Peterson W H, Pollard D, Thompson S L. A “simulation” of mid-Cretaceous climate[J]. *Paleoceanography*, 1995, 10:953~962.
- [31] 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.
- [32] 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.
- [33] 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.
- [34] Fassell M L, Bralower T J. Warm, equable mid-Cretaceous: Stable isotope evidence[A]. In: Barrera E, Johnson C C (ed.). *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*[C]. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 332, 1999,121~142.
- [35] Huber B T, Leckie R M, Norris R D, Bralower T J, CoBabe E. Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic [J]. *Jour. Foram. Res.*, 1999, 29: 392~417.
- [36] Arthur M A, Dean W E, Schlanger S O. Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO₂[A]. In: Sundquist E T, Broecker W S (ed.). *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations* [C]. Archean to present. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 1985,32: 504~529.
- [37] Kolodny Y, Raab M. Oxygen isotopes in phosphatic fish remain from Israel[J]. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1988,64: 59~67.
- [38] Zakharov Y D, Boriskina N G, Ignatyev A V, Tanabe K, Shigeta Y, Popov A M, Afanasyeva T B, Maeda H. Paleotemperature curve for the late Cretaceous of the northwestern circum-Pacific[J]. *Cretaceous Research*, 1999,20: 685~697.
- [39] Spicer R A, Physiological characteristics of land plants in relation to environment through time[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 1989,80: 321~329.
- [40] Wolfe J A. Paleobotanical evidence for a marked temperature increase following the Cretaceous/Tertiary boundary[J]. *Nature*, 1990, 343: 153~156.
- [41] 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.
- [42] 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.
- [43] Parrish J T, Spicer R A. Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near-polar temperature curve [J]. *Geology*, 1988, 16:22~25.
- [44] Sellood B W, Price G D, Valdes P J. Cooler estimates of Cretaceous temperatures [J]. *Nature*, 1994, 370: 453~455.
- [45] Pirrie D, Doyle P, Marshall J D, Ellis G. Cool Cretaceous climates: new data from James Ross Island, Antarctica[J]. *Geology*, 1995, 18: 31~35.
- [46] Horrell M A. Energy balance constrains on 18O based paleotemperature estimates[J]. *Paleoceanography*, 1990, 5:339~348.
- [47] Sloan L C, Walker J C G, Moore T C, Jr. Possible role of oceanic heat transport in early Eocene climate[J]. *Paleoceanography*, 1995, 10:347~356.
- [48] D'Hondt S, Arthur M A. Late Cretaceous ocean and cooler tropic paradox[J]. *Science*, 1996,271:1838~1841.
- [49] Wilson P A, Norris R D. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period[J]. *Nature*, 2001, 412: 425~429.
- [50] Pearson P N, Ditchfield P W, Singano J, Harcourt-Brown K G, Nicholas C J, Olsson R K, Shackleton N J, Hall M A. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs[J]. *Nature*, 2001, 413:481~487.
- [51] Barron E J. A warm equable Cretaceous: the nature of the problem [J]. *Earth-Sci. Rev.*, 1983, 19:305~338.
- [52] Barron E J, Peterson W H. Mid-Cretaceous ocean circulation: results from model sensitivity studies[J]. *Paleoceanography*, 1990, 5:319~337.
- [53] Barron E J, Peterson W H, Thompson S, Pollard D. Past climate and the role of ocean heat transport: model simulations for the Cretaceous[J]. *Paleoceanography*, 1993, 8:785~798.
- [54] Hay W W. Paleoceanography of marine organic-carbon-rich sediments[A]. in: Huc A Y (ed.), *Paleogeography, Paleoclimate and Source Rocks* [C]. AAPG Studies in Geology, 1995, 40: 21~59.
- [55] Haupt B J, Seidov D. Warm deep-water ocean conveyor during Cretaceous time[J]. *Geology*, 2001, 29:295~298.
- [56] Levitus S. *Climatological atlas of the world ocean*[M]. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, National Oceanic and

- Atmospheric Administration Professional Paper, 1982, 13: 163.
- [57] Erba E. Aptian–Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (central Italy)[J]. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 1988, 94: 249~284.
- [58] IODP 科学规划委员会. 地球、海洋与生命: IODP 初始科学计划 2003~2013[M]. 上海: 同济大学出版社, 2003. 1~91.
IODP Scientific Plan Committee. IODP Initial Scientific Plan 2003~2013, Earth, Ocean, and life[M]. Shanghai: Tongji University Press, 2003. 1~91.
- [59] Hasegawa T, Pratt L M, Maeda H, Shigeta Y, Okamoto T, Kase T, Uemura K. Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin, Russian Far East: a proxy for the isotopic composition of paleoatmospheric CO₂ [J]. 2003, 189: 97~115.
- [60] 江新胜, 潘忠习, 付清平. 白垩纪时期东亚大气环流格局初探.[J]. *中国科学(D 辑): 地球科学*, 2000, 30: 526~532.
Jiang Xinsheng, Pan Zhongxi, Fu Qingping. Primary study on pattern of general circulation of atmosphere before uplift of the Tibetan Plateau in eastern Asia [J]. *Science in China (Series D)*, 2001, 44: 680~688 (in Chinese).

Greenhouse climate and ocean during the Cretaceous

HU Xiu-mian

(*Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China*)

Abstract: The Cretaceous greenhouse climate and paleoceanography is one of hot topics in the Earth sciences during the past twenty years. Observations and ocean models suggest that the climate system and oceanic dynamics during the greenhouse Cretaceous were quite different from their present icehouse patterns. Based on a wealth of geological, geochemical and paleontological data and climatic and oceanographic modeling data obtained in recent years, this paper reviews new advances in the study of the Cretaceous climate and paleoceanography. The fossils and oxygen isotope data reveal that the global mean annual temperature during the Cretaceous was generally 3 – 10°C higher than today, and that the mean latitudinal temperature gradient of the ocean is estimated at only 0.15°C/1° – 0.3 °C/1°. The global oceanic structures and ocean circulation were possibly completely different from those of today, since the forcing of ocean circulation was very likely to be the change in salinity, rather than temperature. Study of Cretaceous abyssal deposits suggests the transformation from the extensive occurrence of carbonate platform facies, black shale interbeds, black shale and oceanic red beds in the Early Cretaceous to predominance of oceanic red beds in the Late Cretaceous. The study of the mechanism of transformation of deposits and its relations to paleo-oceanography and paleoclimate is the main scientific objective of IGCP463/494.

Key words: Cretaceous; paleoclimate; paleoceanography; “greenhouse” state; pelagic sediments