

富有机碳的中白垩世地层的 地层学、地球化学和古海洋学

陈智霖 译编

(成都地质矿产研究所)

前言和历史背景

黑色、层纹状、含碳酸盐和黄铁矿的页岩,是世界各地陆上出露的显生宙地层层序中一个较为常见的单元,它们通常缺少丰富多彩的底栖动物群,或者在许多场合下甚至没有任何底栖动物群。裴蒂庄(1975)的“黑色页岩相”(静海相)的观点,使他得出结论:“含黄铁矿黑色页岩无疑是沉积在厌氧环境下的”。van der Gracht(1931)认识到全球性海洋循环会引起“黑色页岩相”的形成,他认为海洋深处流向赤道的寒冷而富氧的水循环在间冰期会停息下来,以致大的海洋盆地的底部水会变得厌氧。这种观点是建立在 Chamberlin(1906)的思想基础上的,他推断在温暖气候期有较为温暖而含盐较高的深部水的反循环。Strom(1939)在一篇关于局部成因的富有机碳泥岩的起源问题的论文中,也认识到颇为广泛分布的“黑色沉积物”的沉积事件必然有比局部性成因影响更为广泛的因素。因而,七十年代以前很久,人们设想“黑色页岩相”不是独一无二的现象,而是代表反复以幕式出现的一种广泛分布的古海洋环境。当然,占优势的观点仍然是认为这种现象是较为局部性因素的结果,例如认为是“堰围盆地”或构造上孤立盆地的沉积。

在如何看待中白垩世广泛分布的海相“黑色页岩”沉积的起源问题上,这样的争论一直延续了下来。部分争执归因于设有类似的现代全球环境。与现代相比,世界陆地的分布、陆上发洪的程度、气候以及海洋循环和化学想来都有很大的差异。另外,虽然现代存在一些产生有机碳相当富集的沉积物的某种海洋位置。但是它们分布不广泛,而且基本环境参数也不一致。而问题的另一方面是,简直缺乏足够的全球性白垩系生物地层学、沉积学和地球化学资料。而且,目前的地层学分辨率对解决许多黑色页岩沉积事件关键的时限问题和可能的对比问题也是不够的。仔细的、高分辨力的、多学科研究全球分布的中白垩世地层,是满意地解答许多存在问题所必需的。这就是全球沉积地质计划(GSGP)白垩纪资源、事件和韵律(CR-ER)项目的部分立项理由。

我们将在本文中勾划出中白垩世黑色页岩问题的背景和进一步研究的理由,提出研究不连续的黑色页岩沉积事件性质和成因的工作假设,指出 CRER/GSGP 第二工作组成员进一步研究的方向和技术。在概念、原理和技术的讨论中,我们着重吸取许多研究所谓“森诺曼期/土仑期界线事件(CTBE)“或”森诺曼期/土仑期海洋缺氧事件(OAE-2)”的研究者目前所完成的工作成果。这个事件无疑是中白垩世黑色页岩事件中在时限、分布、沉积—地球化学特征上最确定的一个“事件”。接下去,我们的今后工作建议着重放在阿普第一阿尔布期幕的黑色页岩沉积上,以增加我们在这方面的知识,因为对这些沉积的研究相对较少,而且详细对比阿普第一阿尔布期幕和森诺曼期/土仑期幕,我们会加深理解广泛分布的黑色页岩沉积事件而取得进一步的进展。从而,我们的工作路线既在这两个重要幕方面继续展开,又在晚白垩世黑色页岩中可能存在的幕方面延续下去。

中白垩世海洋缺氧事件(OAE)概念的发展

随着 1968 年深海钻探计划的实施,得到了大量来自过去从未取样的海盆地的新地层资料。到七十年代中期,对许多工作者来说,无论是深海或是陆上的白垩纪地层纪录明显地都有丰富多彩的“黑色页岩相”的实例;更为重要的是白垩纪富有机碳页岩限于出现在一些特殊的地层层位。主要是大西洋盆地。某些工作者仅以 DSDP 成果为基础的资料出发,继续认为局部的盆地等深线(堰围盆地和海底山脊盆地)单因素地控制了黑色页岩的沉积。然而,汇集了太平洋盆地海底高原的 DSDP 资料,并把 DSDP 地层资料和陆上出露的许多黑色页岩剖面对比后,使 Schlanger 和 Jenkyns(1976)及 Fischer 和 Arthur(1977)得出结论,认为黑色页岩(此处用作为概括性术语,含义为凡以 $>1.0\%OC$ 为特征的高有机碳(OC)含量的海相岩相)是全球同时地在某些相对短暂的时间包络内沉积的。设想世界上大多数海洋在这些幕期间,以最少含氧中间水层膨大和强化为特征,其范围比现今要大,固为现今的海洋循环是以深层热卤水氧气更新为主的,最少含氧中间水层的面积就小。在这些时间包络内,全球海洋状态有利于富有机碳沉积物沉积(但不意味着全球深层水体的总体缺氧),这些时间包络被 Schlanger 和 Jenkyns(1976)称为“海洋缺氧事件”(OAE),且在总体上和 Fischer 和 Arthur(1977)的多项分类的海洋幕相应(图 1)。OAE 在成因上也明显与海平面的海侵脉动有联系。

通过对 Fischer 和 Arthur(1977)以及 Scholle 和 Arthur(1980)所作的关于 $\delta^{13}C$ 值在时间上演变的考虑,可进一步理解 OAE 的时限和分布的机理。如果大量 ^{13}C 相对亏损的有机碳在 OAE 期间被埋藏,那么海洋库中的 ^{13}C 会相对富集,OAE 期间的碳酸盐沉积会表现 $\delta^{13}C$ 值升高。Scholle 和 Arthur(1980)证明同位素 $\delta^{13}C$ 显著高的“事件”,与 Schlanger 和 Jenkyns(1976)提出的发生在巴列姆—阿普第一阿尔布期(OAE1)和森诺曼—土仑期(OAE2)两个 OAE 可以对比(图 1 和 2)。

Schlanger 等(1987)和 Arthur 等(1987)主要根据陆上出露的含碳地层的全球分布研究(图 4),以及 $\delta^{13}C$ 极大值的研究,加强了 Schlanger 和 Jenkyns(1976)提出关于发生在森诺曼—土仑期界线断续的、短暂的全球 OAE 的论据(据 Harland 等 1982 的年代表,为 90.5 和 91.5Ma 之间;据 Haq 等 1987 的文章,为 92Ma)。详细研究很多地层序列中的微化石,其中许多序列用的是 Schlanger 等(1987)分析的同样的样品,得出了高分辨力的森诺曼—土仑期界线区间生物地层方案,它是由三个带、六个亚带和另外的五个生物层组成的。已获得的意外的成果使我们能够把欧洲和北美的很多剖面进行精确的化学地层学和岩石地层学的对

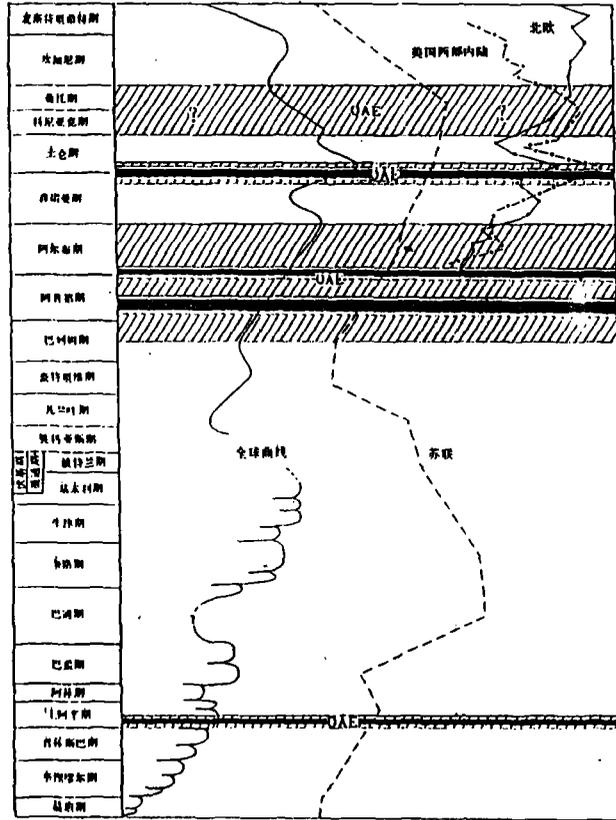


图 1 表明 OAE 大致时限的侏罗纪和白垩纪各期。宽阔的包络由 Schlanger 和 Jenkyns (1976) 确定, 以网纹表示; 并图示建议的亚事件或短期的有机碳埋藏幕。

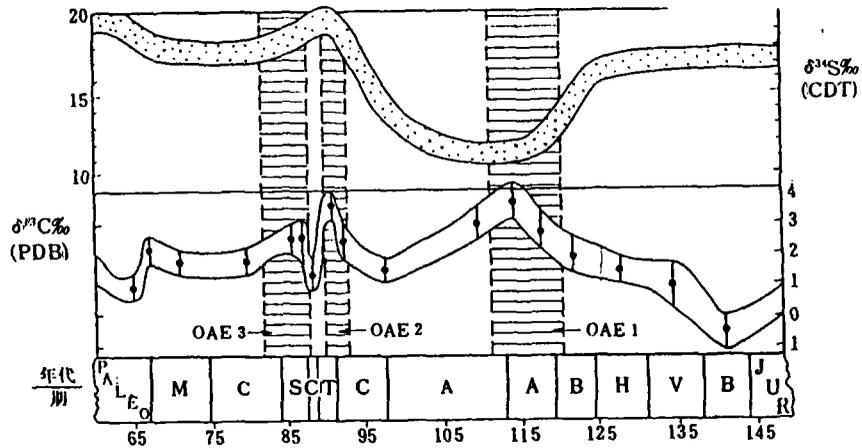


图 2A 海相蒸发岩中平均硫同位素组分和远洋灰岩自由有机碳的平均碳同位素组分。阴影区为 Schlanger 和 Jenkyns (1976) 确定的所有 OAE。资料点为每个期或亚期的众数值。误差范围为大于和小于众数的标准偏差。JUR=侏罗纪, PALEO=古新世, 两者之间的各期名称的英文缩写译名可参见图 1 中相应的名称。

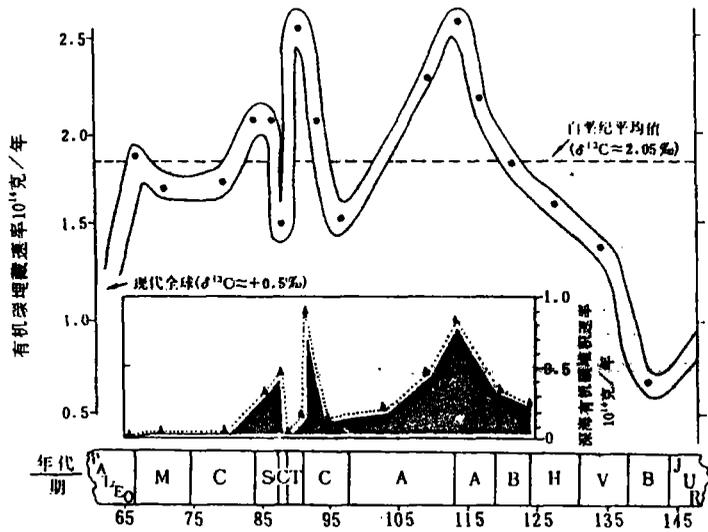


图 2B 白垩纪各期或亚期的有机碳埋藏速率。英文缩写的译名同图 2A。

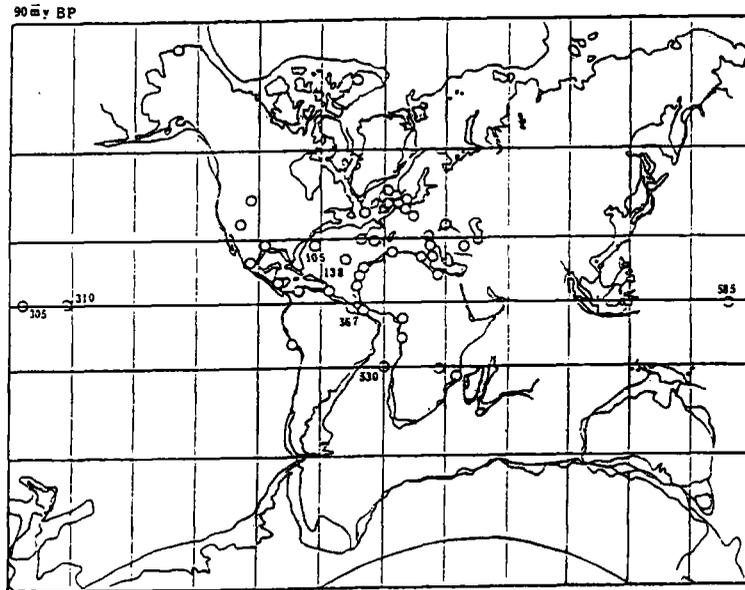


图 4 早土仑期(90Ma 前)大陆复原图。

图示已知的森诺曼—土仑期(OAE-2)富有机碳地层的点。数字点为深海钻探计划的井位。

比,并且证明富有机碳区段和 $\delta^{13}\text{C}$ 峰值信号可以在几十万年的范围内进行全球性对比。另外一些独立的研究者也得出结论,认为森诺曼—土仑期界线事件“非常可能是一个全球同时且为短时间的现象”。在一些地层序列中有机碳保存作用在定时上稍有差异,如美国西部内陆,无疑为我们提供了一个叠加在控制 OAE 机制上的局部因素的线索。

术语“OAE”的原意表示一种时间包络,在这个时期黑色页岩沉积特别盛行。很明显,这种术语在含义上可能误解为事件的时间长短可以不加区分。根据所用的地层方案,任何时间间隔都可划为一个事件。十分清楚,森诺曼—土仑期 OAE 是一个广泛地区纪录下来的非常重要的幕。相比之下,阿普第一阿尔布期 OAE 是一个包括了近 22Ma 的较为复杂的现象。在这个期间,可能就有 Arthur 和 Schlanger(1979)以及 Scholle 和 Arthur(1980)所倡导的几个分隔开的事件;另一种看法认为这个时期的有机碳沉积无论在时间或空间上都是额外的嵌贴,这种理论的支持者可以举出很多人,目前要在这两种认识中作出选择是不可能的,因为这个时代的地层研究不够详细,所采用的生物地层学还缺乏所要求的分辨力。

· 中白垩世黑色页岩的起源:生产率还是保存度

实质性的问题,还在于含有大量有机物的这些海相沉积物和沉积岩,到底起源于海底之上水体中异常的化学状态(氧的亏损促使有机物保存度增大),还是因为异常高的有机物通量在海底以大大超过氧化作用的速率被埋藏下来。在后一种情况下,高有机碳通量常常被认为是因为上升洋流或其他循环现象在海面造成有效养分增高的结果。Heath 等(1977)以及 Müller 和 Suess(1979)阐明了另一种效应,因为有机碳埋藏通量的增加与沉积速率有直接关系,所以他们认为沉积速率是有机碳保存的又一个因素。在古通量的研究中,各种沉积速率对有机碳累积速率的影响,例如可用 Müller 和 Suess(1979)推算的方程式作一定的改正。然而,原始生产率(增加碳通量)的变化以及在缺氧环境中保存度增大对沉积物中有机碳累积的效应可能是更为重要的,这些因素在现代沉积环境中也没有很好地标定过。

如果暂不考虑各种现象的实际机制,白垩系工作者对深水“黑色页岩”中的高有机碳含量的原因的见解基本上可以分为二派,即着重于缓慢的循环(“停滞作用”)和深水缺氧;和认为来自表面水以及其他来源的沉积物有机碳通量是首要的因素。这种争论甚至在研究地中海上新世—更新世腐殖层的成因上也是这样,有的把它归因于强盐度层所造成的地中海深水体的停滞作用,有的单纯地把它看作表面水高生产率的证据,还有的归因于这两种效应的某种联合作用。这个问题的解决需要各种各样的资料和充分的地层学控制条件。这些方面下文将进一步讨论。

· 阿普第一阿尔布期海洋缺氧亚事件(OASE)的探讨

Schlanger 和 Jenkyns(1976)原先推断了二个白垩纪 OAE:阿普第一阿尔布期和森诺曼—土仑期事件。第三个科尼亚克—桑托期 OAE 较晚才被认识。这三个 OAE 在 $\delta^{13}\text{C}$ 和有机碳埋藏速率的资料中也得到反映(图 2)。有限的笔墨不可能详细评述自开创性工作以来所写的这方面的大量文章。然而,值得注意的是其他研究者用 OAE 范例来解释全世界的白垩纪地层层序。Flexer 等(1986)目前认识到以色列的白垩系有 4 个 OAE,其中 3 个可以和 Schlanger 和 Jenkyns(1976)以及 Jennyns(1980)提出的三个全球性 OAE 相对比。Govindan(1982)现在把印度考维列(Cauvery)盆地的早白垩世富有机碳黑色页岩阿普第一阿尔布期 OAE 相对比,同时又把巴尔克(Palk)湾盆地的上白垩统黑色页岩和科尼亚克—桑托期 OAE 相对比。由于认识到白垩纪 OAE 及其产物富有机碳黑色页岩是记载了海洋生产率和/或氧化状态巨大变化的全球性事件,进而掀起了研究前白垩纪和后白垩纪黑色页岩层的兴趣和

活力的热潮。例如, Jenkyns(1985)已经证明了土阿辛期(早侏罗世)存在确切限定的 OAE。现在关于中白垩世黑色页岩的工作重点是涉及大西洋深水盆地中沉积的地层, 以及解释深海含碳沉积物的海洋学模式。

阿普第一阿尔布期黑色页岩广泛分布于太平洋盆地及加利福尼亚和俄勒冈的异地地体中, 以及遍及从巴基斯坦到法国的整个特提斯区, 还分布在印度、以色列、中东(如 Kazhdumi 组, 在扎格罗斯褶皱带以及其他地区显然是许多大油田油藏的源层)、南美东部(委内瑞拉、哥伦比亚和秘鲁)和环南大西洋, 这些说明了阿普第一阿尔布期 OAE 的全球性(图 2 和 5)。Scholle 和 Arthur 所发明的 $\delta^{13}\text{C}$ 地层学也明显地揭示了有机碳埋藏的阿普第一阿尔布期峰, 但需要进一步证明。如图 5 所示的那样, 具有缺氧海相环境沉积线索的阿普第一阿尔布期富有机碳黑色页岩广泛分布于各个盆地, 它们的古纬度以北纬 70° (加拿大北极岛屿)到南纬 60° (澳大利亚 Eromanga 盆地)。

Schlanger 和 Jenkyns(1976)的广义的巴列姆—阿尔布期 OAE 还没有正式分解出时间较短的幕, 但日益积累的证据表明在晚阿普第期期和阿尔布期初存在全球性广泛分布的幕式有机碳沉积以及在晚阿尔布期发生类似的明显幕。例如, 支持晚阿尔布期 OASE 广泛分布的地层层序包括有美国西部内陆盆地的 Mawry (Aspen) 页岩、澳大利亚的 Eromanga 盆地的 Toolebuc 组、法国 Vocontian 槽地的“Marnes Noires”页岩和中太平洋 Hess 海隆(深海钻探计划 465 和 466 孔)钻到的黑色页岩。在 Mawry 陆表海海道(seaway), 大部分海底是缺氧的, 都有致命的均质层为特征。在相同的时代里, Toolebuc 组的 Julia Creek 油页岩就是沉积在

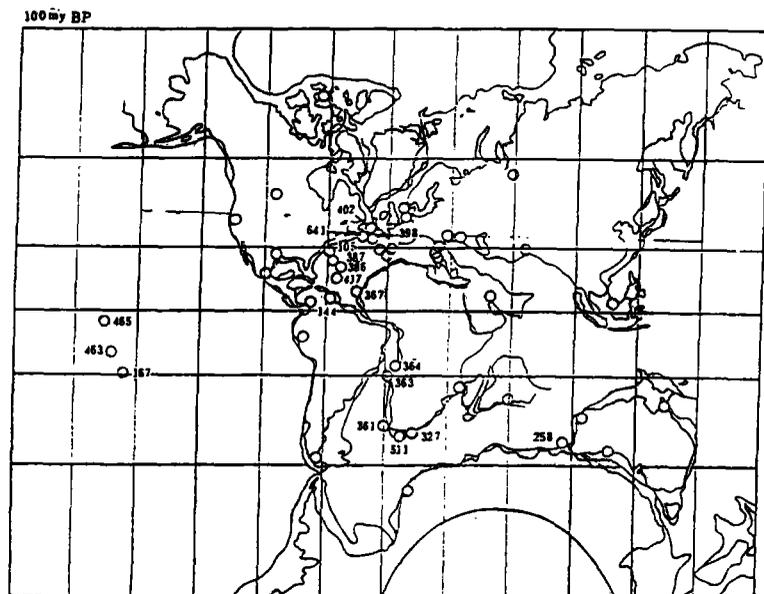


图 5 阿尔布期大陆复原图。

图示已知的黑色页岩点。数字点为深海钻探计划的非位。

晚阿尔布期海浸时覆盖了中澳大利亚许多地方的 Mowry 型海道的缺氧环境下的, Ozimic (1982)、Ramsden 等(1982)和 Ramsden(1983)对此作过描述。在中太平洋的海底高原发育有富碳相。

细心地分析了特提斯域的阿普第一阿尔布阶剖面,揭示了两段区域性分布的富有机碳地层。一是 Marnes Noires 中的下阿尔布阶“Paquier 层”,它是 Br'eh'eret(1985)在法国南部 Vocontian 槽地鉴定的,位于特提斯北缘的盆地区。他在属于特提斯南缘的构造单元奥地利—德国东阿尔卑斯也能识别出同时代(阿尔布阶下部 *tardefurcata* 带,菊石)富碳层(Tannhem 层)。Paquier 层及其相当的地层的有机碳含量和高温热解的氢指数高于上下黑色页岩的背景值,表明其中的海相浮游生物的有机物质保存度增高了。Br'eh'eret(1985)还注意到在保加利亚、捷克斯洛伐克、罗马尼亚有可能确切地对比这一层位。意大利中部 Marche—Umbrian 亚平宁阿普第一阿尔布期深海区旋回性远洋相地层 marne 或 scisti a fucoidi 也是黑色富有机碳页岩。Pratt 和 King(1986)详细分析了通过这套地层的钻孔,也识别出那里有两个高碳层段:其中之一在阿尔布阶的底部 *T. bejaousensis* 浮游有孔虫带内,*tardefurcata* 带就落在这个带中。具类似特点的下阿尔布阶事件,在北大西洋东部和西部盆地的深海钻探计划的岩心中发现。

Pratt 和 King(1986)也鉴别出具有较高有机碳含量和高氢指数的下阿普第阶层段。这一点 Coccioni 等(1987)在露头上也认识到,并命名为 Selli 层。这个时期的黑色页岩亦产于 Vocontian 槽地,已知德国北部陆表海相也有可能对比的地层。德国资料中的菊石动物群表明时代为 *forbesi/deslayesi* 带。

这些阿普第一阿尔布期亚事件可能最好解释为生产率增高的信号;与上下沉积物有关的放射虫的大量出现和海相有机物的增多可以有把握地推测到这一点。Pratt 和 King(1986)的干酪根碳同位素资料表明,亚平宁的下阿尔布阶富碳页岩沉积时有 3—4% 的正向变动。这种变动可能反映这个时期有大量异常的具轻碳同位素的有机物被埋藏,而且远洋碳酸盐的碳同位素值也在这个时期富集。应对这个时代的其他剖面的干酪根碳同位素变动作研究,可能会提供一种满意的对比手段。南阿尔卑斯下阿普第阶碳酸盐的类似碳同位素扰动已被证实,丹麦北海 Sola 组有机碳页岩和碳酸盐记录了干酪根 2—3% 正向变动的类似扰动。

森诺曼—土仑期界线处所揭示的情况非常相似上述两个区间。在部分地区,这个区间以特殊的富海相有机物相沉积为特征,夹在放射虫砂之间,含鱼类残骸并伴生同时代的碳酸盐和干酪根碳同位素的正向变动。森诺曼—土仑期事件在习惯上也解释为由高生产率所引起的。阿普第一阿尔布期事件模式在这里引用是不能肯定的。但是,明确的是从晚巴列维期经过阿普第和阿尔布期延伸而来的缺氧“包络”的观点是过于简化了。应当探索进一步分解这些纪录。

工作组的研究途径和技术

第二工作组的目标

森诺曼—土仑期 OAE 的研究表明它的时间经历 $<10^6$ 年。阿普第一阿尔布期的这些断续的 OASE 在地层纪录中也是如此突变的吗? 上述建议阿普第一阿尔布期 OAE 粗略地可划分为二或三个可能的亚事件尚不能定论。考虑到这样的背景,建议第二工作组的总体目标应

当是探索这些重大问题的答案:

1)在阿普第一阿尔布期是否存在断续的全球海洋缺氧亚事件?富有机碳沉积物在空间和时间上是否以嵌贴时装相(patchy fashion)形式沉积的?

2)如果亚事件(OAES)是存在的,它们的频率和历时是怎样的?是否具有不同频率和海洋范围的亚事件分类系统?

3)在亚事件之间以及总的 OAE-1 和 OAE-2 之间,生物学、沉积学和地球化学上的异同点是什么?

4)广泛分布的有机碳沉积/保存幕的原因是什么?这些事件与气候、海平面和/或盆地形态的变化之间是怎样的关系?

为了澄清 OAE 和 OASE 与全球性海侵脉动及其他潜在的动因关系的关键点,需要更好的作时间上的分析。例如“Vail”曲线的最新样式表明,上超旋回和凝缩层段显然与海平面快速上升幕相应,我们相信与 OAE 是一致的。请注意,例如,OAE-2 和森诺曼—土仑期界线的凝缩区间是相应的。类似的一致性存在于 Jenkyns(1985,1988)的土阿辛期 OAE 和凝缩层段之间。海平面上升、凝缩层和 OAE 之间模模糊糊的关系引起了一些有兴趣的问题,这些问题牵涉到有机碳生产和埋藏之间、海平面变化速率(地质构造或气候的?)和沉积物供给之间的联系(亦即,有机碳的富集是否简单地表明缺乏其他组分的稀释作用,和/或是否存在水体生产率 and 氧化作用变化的痕迹?)。进而,森诺曼—土仑期 OAE(2)是一个相对简短的历程,OC 显然主要是海相成因的。阿普第一阿尔布期 OAE 是比较复杂的,因为可能存在多期的 OASE,黑色页岩中的有机物也是多类型混合的,包括主要是陆源的 OC 层序,如西大西洋盆地的层序。进一步工作需要详细鉴定陆源与海相 OC 的相对关系在 OAE 地层学和海洋学方面的作用。在中白垩世碳埋藏总量中,陆源生物物质有多重要呢?

途径与技术

只有组成这个工作组的沉积学家和地层学家、古生物学家和地球化学家之间紧密协作,一方面详细验证所建议的全球分布的阿普第一阿尔布期海相层序,另一方面检验和综合所有大量研究重要海洋盆地(位置见图 5)阿普第一阿尔布期地层深海钻探计划和海洋钻探纲要样品得到的有价值的信息,才能完成所建议的计划。在这方面,协作的研究途径特别重要,同一样品和层段在大多数情况下要用系统的方法研究其沉积学特征、沉积序列、生物地层、微化石保存程度和所推测的古生态以及有机碳含量、类型(如推测的来源)和保存度。另外,这些层序的无机地球化学研究,如所述的对森诺曼—土仑期 OAE(2)研究那样,将对解释沉积环境有很大的意义。

分析研究和解释要建立在坚实的生物地层学/年代地层学的基础上,以确定有机碳累积和保存程度,以便其他的研究层序与之比较。采样的古环境不同,对所有控制有机碳生产和保存的因素也会有相应的影响,这些因素包括表面水的肥力和生产率,以及由于诸如深水对流减速等某些其他因素造成的厌氧状态下有机物质保存度的增高。保存下来的有机物质的特征对这样的解释将是关键性的。例如,测定有机物的含量、ROCKEVAL 高温热解以及有机物的碳同位素将能初步确定有机物的来源(海相或陆源的)和有关的有机物质保存作用。结合岩性层序、沉积构造、结构和碳酸盐保存度(薄片和 SEM)的详细研究,将能较为确切地解释有机物质资料(如,细纹层地层中有机物质可能的再沉积作用和保存作用表明底水的去氧作用

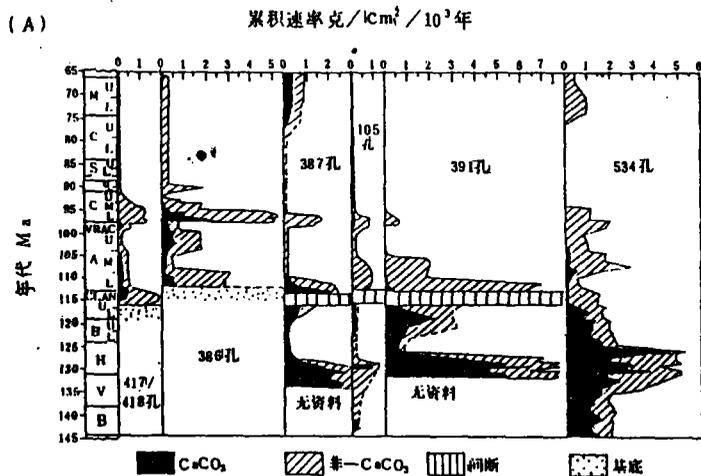
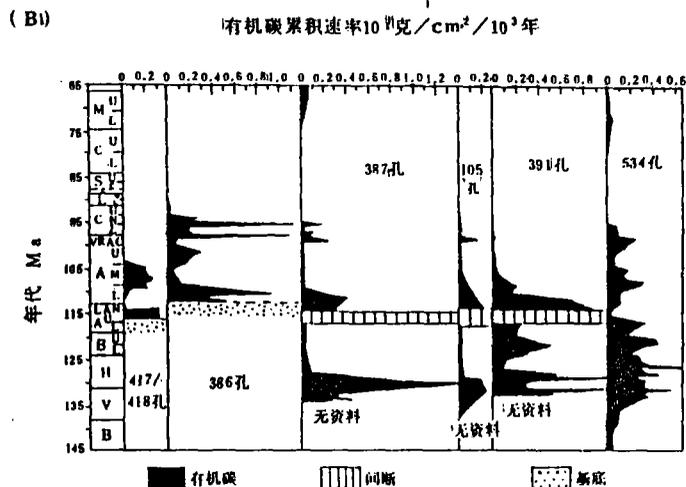


图6 累积速率:

(A) 钙质碳酸盐和非碳酸盐物质; (B) 北大西洋西部某些 DSDP 钻孔中白垩系的有机碳。

注意阿普第阶顶部—阿尔布阶下部有机碳累积速率相对较高。各期名称的英文缩写译名同图2。



等)。同样的,生物地层学和年代地层学资料能被用来计算有机碳的累积速率(图6)。然后将能推测古生产率,以及用来估算全球有机碳埋藏速率的变化,与长期变化的碳同位素纪录作比较。无机地球化学资料将会提供一种独立的方法,确定富有机碳地层产生过程中缺氧与有机碳能量的相对关系。

更大的全球范围考虑是必需的,这点部分地可由再次估计生物地层学资料和综合 DSDP/ODP 取心的海洋盆地钻孔中取得的有关有机物含量、类型和累积速率在时间上的变化的各种信息而达到。这样的信息将被用来编制一些选定的中白垩世产有黑色页岩时间片段的古地理图,以及更为精细地估算中白垩世全球有机碳埋藏速率和把已有的同位素时间变化曲线模式化。生物地层学的提炼和古生态学的解释将需要对选定的 DSDP/ODP 钻孔更多的取样,以获得协调一致的成果。因为推测在海侵期会有出现 OAE 的趋势,所以研究海平面的 GSGP/CRER 工作组和第二工作组之间存在着重要的反馈。Matsumoto 编制的全球海侵—海退旋回揭示了清晰的中晚阿普第期和晚阿尔布期海侵脉动,我们相信这两个时期伴随着广泛分布的 OC 埋藏。当然,为了详细地理解有机碳埋藏的实质,重要的恰恰是证实那些地区在阿普第一—阿尔布期有机碳没有被埋藏;古地理图应当具体表现这样的产出。

时间尺度、地层学的分辨力和古生态学

要回答这方面研究所要求的问题,将主要依靠我们有能力改善目前微化石生物地层学的分辨力。正如前面段落中指出的那样,如要分划阿普第一阿尔布期 OAE 内出现的 OASE,我们预先就要根据所能达到的地层学分辨力的水平作出历时的分类系统。我们识别和对比不同剖面中的事件的能力,或者相反的去驳斥认为这个期间有断续的 OASE 的意见,将部分地取决于所达到的生物地层学的精度和分辨力。为了在这两种可供选择的事物中作出抉择,生物地层应当发展使之有足够高的分辨力去决定所研究的沉积期的历时,而且我们不得不承认精确的生物地层学对比要比所要求的分辨水平粗得多。目前阿普第一阿尔布期生物地层学完全不能适应所要达到的这些目标。

菊石生物地层学是层型剖面中确定白垩纪地层阶的界线的基础。菊石和其他大化石的分带性是有很好的地层学分辨力的,然而,许多问题限制了它们可以用来作对比的精确性。组合是趋向分区的,标准种常常只限于层型剖面的地区。另外,远洋沉积物中大化石很少。而另一方面,微化石的分区性趋势不大,而且在各种不同环境的沉积物中都会出现。而且,不断积累的证据表明,晚侏罗世和白垩纪的微化石事件在不同的海洋盆地是明显同时的。

中白垩世有孔虫和钙质超微化石的分带性方案已很好建立起来了。对阿普第和阿尔布期,目前的有孔虫生物地层学建立 10 到 12 个总(total)延限带和连续延限带。目前的超微化石生物地层学倾向于不那么细,典型的只有 3 或 4 个带,或者 6 到 10 个生物层。现行年代表中阿普第和阿尔布期总的历时约 20Ma,意味着每个微化石带的平均历时为 2Ma。这种分辨力还不能满足解决这个期间的详细地层问题的要求。

潜在的地层学分辨力取决于所保存的化石组合的分异度和演化速率。中白垩世沉积物中的钙质超微化石和有孔虫表明有与典型的新第三纪组合类似的分异度,后者可以得出比几十万更高的分辨力。推荐作森诺曼—土仑界线期的超微化石分带方案提出了类似幅度的分辨力。在阿普第和阿尔布期,超微化石和有孔虫分别有超过 30 和 50 个初始出现和最终出现复合的事件,而且其中这些事件的大多数还没有在过去的分带中使用。因而,没有道理假设在这个期间不能达到几十万年级别的地层分辨力。如果综合有孔虫和超微化石地层学,这样的分辨力是非常现实的。目前,这两种微化石生物地层学的对比还没有直接建立起来。对所有的 CRER/GSGP 工作组来说,这将是希望得到的而且是非常重要的。

许多北大西洋 DSDP/ODP 剖面有阿普第和阿尔布期钙质远洋一半远洋沉积物,其中通常含有保存得好的有孔虫和超微化石分异组合。Müller 等(1984)总结了许多这些 DSDP 层序的生物地层学。许多 DSDP 剖面需要作彻底的生物地层学再研究,因为这些剖面原来是在现代分类学和生物地层学完全发展起来之前研究的。另外,对大量的 DSDP 钻孔,一些特殊的层段(如阿普第一阿尔布阶)中的钙质微化石也没有作详细的生物地层学综合。所有过去作过研究的陆上和 DSDP 层序,都是用低分辨力分带方案来纪年的。对所选定的露头 and DSDP 剖面的阿普第和阿尔布层段的有孔虫和超微化石生物地层学,应当为达到全球适用的、综合有孔虫和超微化石的高分辨力地层学的目的而进行研究。在这些层序中,以每 50 cm 一个样的标准系统采样,密切注意伴随着岩性变化而发生的生物变化。另外,有孔虫和超微化石古生物学家将对类似的样品进行工作,因而可以避免由于采样不确切而产生潜在的误差。

一旦每个事件的鉴定精度低于所要求的分辨力标准的话,生物地层学分辨力就达到了它的上限,而不是一个独一无二的生物地层学方案会从所有的剖面中得出来。如果必需整理事件和评价所得到的层序的适用性的话,也要用概率地层学和图解对比技术。

古生态学

大化石和微化石组合的组份很重要,能用来限定由以沉积学和地球化学技术为基础得出的古海洋学解释。例如,浮游有孔虫、超微化石组合和软体动物群能用来追索水体。底栖有孔虫组合可作水深和/或氧化度的标志。这样的研究只能对保存很好的材料才能实施,因为成岩变化会改变化石组合的组成,包括溶解掉诸如菊石这样的文石,而使微化石组合中抗溶解的那些种增多。

详细的组合研究,应该作为建议研究的一部分予以实施。如果材料是适合于良好保存的,那么化石的保存性应当细致地监测,并予以计数。得到的这些成果可以直接与沉积学和地球化学参数进行比较。另外,如果存在与海平面变化和 OAE 伴生的某些类型的分异和绝灭的话,应当直接予以检测,如下一章节中概述的那样。化石(包括痕迹化石)组合,可能因为 1 万年到 10 万年规模的旋回的环境变化和/或保存程度变化而作穿越小旋回的演变。这种潜在的演变应当仔细地研究,差异性溶解与环境效应的相对关系,应当结合详细的地球化学研究予以估计。动物群和植物群的演变可能提供环境变化的线索,环境的变化又会导致层纹状的、相对富有机碳的夹层作周期性的沉积。

有机物的来源和保存度的标志

古代海相地层中有机物的来源,可以根据识别输入物的以下区别进行探索(以地球化学分析资料和其他沉积学参数为基础):

- (a)原地的还是异地的(如来自上斜坡的再沉积还是远洋沉淀),
- (b)海相的(水生生物),
- (c)陆源的(高大的植物),
- (d)细菌(直接输入和细菌改造的证据;这里将不作说明)。

这个计划中的有机地球化学工作的目的,是为了描绘沉积和保存的古环境状态和建立干酪根分布的剖面,以推测有机物的来源及与沉积环境有关的成岩作用的程度。特别是,目的在于更多地从下述几方面了解阿普第一阿尔布期 OAE 时海相和陆源有机物形成和保存的过程:

1、对阿普第一阿尔布期黑色页岩层序进行全球性对比,以确定是否为一套全球有效的特殊沉积或有机物(OM)输入状态。

2、比较白垩纪富 OC 黑色页岩和密切互层的贫 OC 的白色至灰色灰岩或者绿色或红色泥灰岩和粘土岩之间 OM 类型的微细变化,以认识牵涉不同层 OM 输入和保存的重要因素。

3、比较深洋和陆表海盆地的黑色页岩,以总结它们的 OM 类型、保存和累积速率的异同特征。

4、研究沉积在推测的或预料的高海洋生产率对低海洋生产率带以下的沉积物中的 OM 含量的变化,以确定是碳酸盐供应速率还是增高的保存度导致该处有机物的富集。

Arthur 等(1985)和 Dean 等(1986)已表明了这种综合方法的有效性,并指出使用单一标

志所存在的问题。大多数白垩纪海相有机物的碳同位素组份,在同位素方面轻于含高大植物的陆源物质的同位素组份,与中新世到现代的关系适成明显的对照,但是在这种因素的鉴别中,如不根据样品的高温热解“氢气指数”作独立的估算的话,也很难来估算保存度,样品中既有源区的信号又有保存度的信号。诸如与森诺曼/土仑阶、下阿尔布阶和下阿普第阶有机埋藏事件伴生的正向偏离,海相有机物碳同位素组份的改变无疑提供了探讨碳元素旋回的性质,甚至可能探讨 CO_2 分压的线索。常规的有机分析成果能用来作样品的晚期筛选,以便其他感兴趣的工作者作更为详细的有机地球化学研究。如果可能,在这种研究中搜集到的所有样品的大的劈开副样应当保存起来(DSDP/ODP 样品除外,因为样品不大,但是这些样品可通过 ODP 获得),以便其他研究者可以要求得到副样。

根据沉积物 OM 的研究了解其伴随的沉积过程的可能性是很大的。同时我们希望增加有关的样品分析,对这些样品作更详细的生物标志化合物和类脂化合物的分馏研究。

无机地球化学研究

黑色页岩层的地球化学研究也会中对白垩世增多的有机埋藏的原因和后果提供重要的信息。例如, Burnsack (1987) 已论证了富有机碳沉积物中某些元素的浓度能表明决定沉积有机碳埋藏通量时有高生物生产率的影响。包括某些过渡金属在内的其他元素的浓度比,能提供上覆水体(静海盆地)缺氧的证据。应用还原硫与有机碳的比(S/C)也有潜力来区分真正的缺氧状态还是由于高有机物通量进入沉积物而引起的孔隙水缺氧;然而,解释这些资料必须小心,因为铁有能力起到“固定”沉积物中还原硫的作用。因为在判别中使用痕迹元素是较新的方法,我们在下面作一些详细的介绍。

现代富有机碳沉积物中的痕量金属

沉积在原始生产力率高的地区的富 OC 沉积物中的痕量金属含量稍有增高。一些痕量金属是浮游生物从海水中富集来的或者在生物表面上吸收来的,然后在沉积体中埋藏下来。在含氧水体中搬运时,许多痕量金属就像养分要素一样被再造。这种再矿化过程的幅度在各个元素之间是不同的。

除了海相生物“直接”供给以外,富 OC 沉积物在沉积时或稍后的早期成岩作用期间也获得痕量金属。在海水和富 OC 沉积物之间的界面或附近氧消耗和消失,细菌的硫还原作用又形成硫化氢化合物。在海水中较为富集的痕量元素中,如 As、Mo、U 和 V 等金属对氧化还原势和硫化氢化合物的出现等变化是敏感的。这些元素能从海水扩散到沉积物中,在沉积物中以硫化物(As、Mo)或在有机物(U、V)中的还原状态固定下来。这样的元素富集幅度应当与沉积物堆积速率成反比。

在缺氧的水体状态,如现代黑海或卡里亚科海沟中出现的那样,养分/痕量金属的类型不同于在含氧水中观察到的情况。许多痕量金属的溶解度在 $\text{O}_2/\text{H}_2\text{S}$ 界面会戏剧性地降低,这些元素从水体中排出来并最终在沉积物中埋藏下来(图 8)。当沉积速率和陆源碎屑的相应稀释作用很低,OC 的保存度很高的情况下,特殊元素的“自身”供给作用更是需要注意。因而,沉积在缺氧水体、陆源输入低以及很高的 OC 保存度状态下的沉积物,应显示出强的痕量金属的信号。与沉积在具水面生产力高的环境中的沉积物的痕量金属浓度相对照,其伴随的很高沉积速率当与现代上升洋流沉积物相比拟。

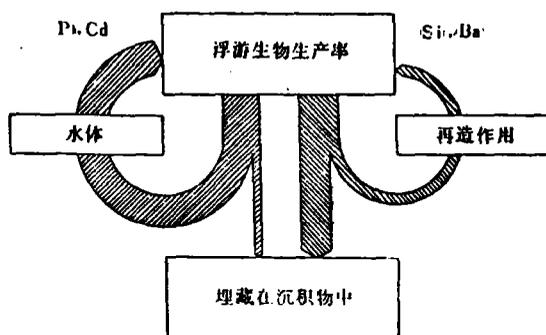


图8 含氧水体中发生的再造作用示意图

在现代和古代富 OC 沉积物中特别富集的痕量元素,尤其是涉及养分循环的元素(如 Ag、Cd、Zn)或在早期成岩作用中累积的元素(如 As、Mo、U、V),能提供一种手段用以区分两种古海洋位置,因而,来源(海水、河流输入)和一定地质时期中痕量金属累积区(黑色页岩层)之间的全球平衡,可能会建立起黑色页岩沉积的要求的最小时间间隔。

范例:森诺曼/土仑阶界线事件黑色页岩中的痕量金属

许多 CTBE 黑色页岩以一定的痕量金属特别富集为特征,其中尤以 Cd、Ag、Mo、Zn、V、Cu、Ni 和 U 为更甚。这些富集不仅在 DSDP/ODP 钻孔中观察到,也在陆上露头的样品中观察到(见图10)。因而,各个 CTBE 露头上部都能发现相同的元素富集成因类型这一点似乎是很明显的。这些痕量金属信号不能与现代上升洋流沉积物或德国西南部侏罗纪“Posidonia 页岩”中所见到现象相比。

进而,一个需要回答的问题是:CTBE 黑色页岩中特殊痕量金属化学性是不是提供了有关这些沉积物沉积时的古环境状态的信息?为了回答这个问题,应当证明金属“自生”富集的特点。特别是,在晚期成岩作用中从邻近较为含氧的深海粘土中得到金属供给的可能性应当予以估计,这些粘土在埋藏后其痕量金属又可能经历了还原性的过滤作用。因而,CTBE 黑色页岩痕量金属含量的得天独厚的“生物”成因的可能性应予以验证。

许多 CTBE 黑色页岩与深海粘土互层,因为它们 CCD 以下沉积。深海粘土许多痕量金属的假设的活动势总结于表 1。假定深海粘土和“平均页岩”之间的痕量金属浓度差代表活动元素分异。这样,也就可以考虑含氧海和还原深海粘土的金属活动性对比的文献资料。CTBE 黑色页岩中的金属浓度比(表 1, C 项)相当于被过滤的粘土和所要的黑色页岩层之间的比。对许多元素(Ag、As、Cd、Cr、Mo、Sb、U、V 和 Zn),这个比值高于 10;亦即一个被过滤了痕量金属成分的沉积岩系的厚度是黑色页岩层的十倍,这些金属完全被转移到黑色页岩层。这看来并不真实,因为富 OC 层周围的还原晕圈很少超过分米级的。

黑色页岩层序中痕量金属累积的第二种解释是海相浮游生物“生物浓缩作用”。海相有机作用能浓缩痕量金属达海水浓度的 10^3 到 10^5 倍以上。即使这些富集系数是很高的,但海相浮游生物显然不含有数量很大的痕量金属,因为同时代海水的金属含量很低(见表 2)。表中列举了现代海洋中通过“生物浓缩作用”可能达到的最大元素浓度。表上的资料是根据最近发表的金属/OC 比值得出的,代表含 10%CO 含量的沉积物中每个元素的“生物超量(bio-excess)”分异作用。例如,海相浮游生物的 Cd/OC(重量)比为 $0.05-0.5 \times 10^{-4}$ 之间。某种假设的沉积物所含 10%OC 含量来源于没有蚀变的浮游生物,那么 Cd 的浓度最多为 0.5 到 5ppm。沉积捕获物质的 Cd/OC 比为 0.18×10^{-4} ,这相当于在这种沉积物中 Cd 含量为 1.8

ppm。CTBE 黑色页岩的 Cd 含量至少平均为 15ppm, 经常可达 100ppm 左右。这些资料不能简单地由生物成因物质的沉积作用来解释。与 CTBE 黑色页岩的“超量”(即非岩石成因的)痕量金属含量相比较, 只有 Ba、(Cr)、Cu、Ni 和 Pb 可以用“生物浓缩作用”机制来解释。CTBE 黑色页岩中的 Ag、As、Cd、V 和 Zn 的浓度范围是太高了, 必然有不同的成因。

表 1 深海粘土的痕量金属活动势(单位: ppm)

元素	A. 平均 深海粘土	B. A 项 的活度	文献资料中的金属 有效度			C. CTBE 黑色 页岩平均值	C/B 比 值
Ag	0.2	0.1				3.6	36.
As	16.	6.				58.	10.
Ba	2500.	2000.				83.1	2.4
Cd	0.25	0.12				22.	187.
Co	65.	45.	64.	17.	32.	135.	2.1
Cr	90.	<10.	10.			236.	>20.
Cu	200.	150.	145.	4.	60.	236.	1.6
Mo	10.	8.				100.	>10.
Ni	160.	90.	146.	23.	50.	263.	2.9
Pb	50.	30.				41.	1.4
Sb	2.	1.				22.	22.
U	2.5	<0.5				>20.	>40.
V	160.	30.	50.			1082	36.
Zn	150.	35.	24.	35.		2111.	60.

B) 深海粘土和“平均页岩”的浓度差

C) 除 ODP641A 孔的极端值外, 73 个 CTBE 黑色页岩平均值

表 2 海水和海相浮游生物痕量金属浓度

元素	A. 海水(单位, ppb)	B. 海相浮游生物 (单位, ppm)	B/A 比值
Ag	0.0027	0.1	$4 \cdot 10^4$
As	1.7	5.	$3 \cdot 10^3$
Ba	14.	80.	$6 \cdot 10^3$
Bi	<0.000005	0.1	$2 \cdot 10^7$
Cd	0.08	12.	$2 \cdot 10^6$
Co	0.001	1.	$1 \cdot 10^6$
Cr	0.21	1.	$5 \cdot 10^3$
Cu	0.25	10.	$4 \cdot 10^4$
Mo	10.6	2.	$2 \cdot 10^2$
Ni	0.47	8.	$2 \cdot 10^4$
Pb	0.002	6.	$3 \cdot 10^6$
Sb	0.15	0.5	$3 \cdot 10^3$
Se	0.15	1.	$7 \cdot 10^3$
Tl	0.013	0.1	$8 \cdot 10^3$
V	1.8	3.	$2 \cdot 10^3$
Zn	0.39	80.	$2 \cdot 10^5$

所有值为干物质测定值

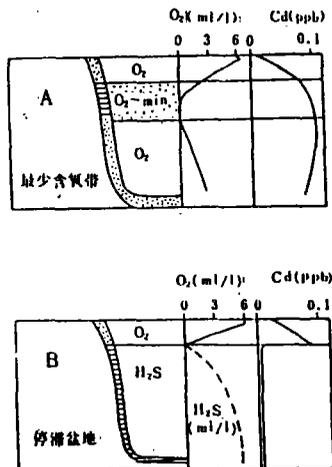


图9 最少含氧带(如加利福尼亚湾)和缺氧盆地(如黑海)的氧(硫化氢)和镉浓度剖面示意图

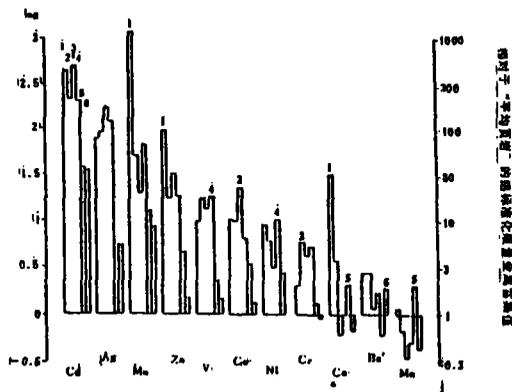


图10 黑色页岩相对低 TOC 含量“正常页岩”的痕量金属(铝标准化)富集程度
 1=ODP641A 孔 CTBE, 2=DSDP367 孔 CTBE;
 3=Gibraktar 穹窿(摩洛哥); 4=Tarfaya 盆地(摩洛哥);
 5=Posidonia 页岩(德国西南部); 6=加利福尼亚湾(墨西哥)

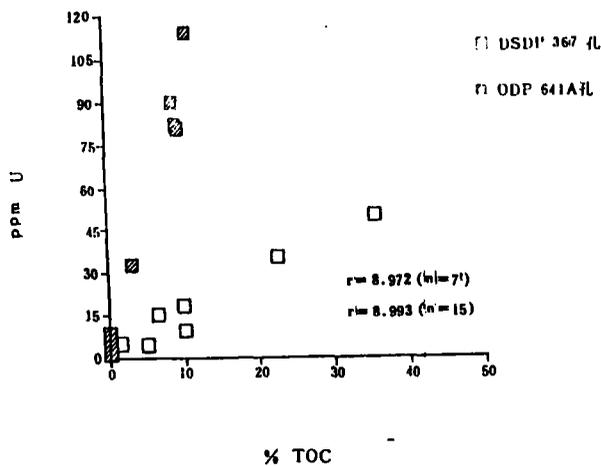


图11 ODP 641A 孔和 DSDP 367 孔 CTBE 黑色页岩 TOC 和 U 含量的相关性

除晚期成岩活化作用和“生物浓缩”机制以外,可能把痕量金属转移到富 OC 沉积物中的第三种可能性是,在缺氧水体 O_2/H_2S 界面上敏感的氧化还原捕获作用和/或形成元素稳定硫化物。Jacobs 等(1985 和 1987)在挪威高原和卡里亚科海沟证明了这种把痕量金属从海

水转移到微粒状态过程的效应(见图 9)。也有报导黑海缺氧带中的水体质点高度富集了痕量金属。但是,这种痕量金属捕获机制要求很长的时间周期和很低的沉积速率,以产生沉积体中强烈的痕量金属信号。大西洋 CTBE 黑色页岩沉积速率的标志是高的 U/OC 比(图 11)。正如 Mangini 和 Dominik(1979)对地中海腐殖泥所作的论证那样,U/OC 比似乎是和沉积速率成反比的。CTBE 641 号孔和 367 号孔是腐殖泥和水体,至少在这些孔这个时期应该是缺氧的(和含 H_2S 的)。在白垩纪时西北非洲大陆边缘很高的生物生产力的有力标志是不能忽视的。这也不是不能和白垩纪大西洋的大部地区的缺氧状态相协调的。缺氧盆地的深水体可作为一种理想的养分捕获器。一旦这些水传送到表面,就会引起 OC 生产力的增强,这就为氧的耗损和低生产力区的缺氧水体的形成准备了条件。

黑色页岩沉积对全球痕量金属平衡的影响

作为金属来源的两个有效的大库房是海水和大陆流来的河水迳流。在这种情况下,假定 1 米厚的黑色页岩层覆盖 $36 \times 10^6 km^2$ 面积的区域(现代大西洋的 1/3)。在表 4 中,计算了要多少海水(以海洋的体积表示之)才能提供这个黑色页岩层的超量金属部分。与之类似的,也估算了以每年 $4.6 \times 10^9 T$ 的河水输入计,河流要多少年才会把相当这么多的元素物质搬运到海洋中。

这些计算是假定海水和河水中痕量金属化学性质和现代没有很大的差别而作的。例如,积存在 CTBE 黑色页岩中 Mo 的总量,只要海洋中的 10—40% 的 Mo 转移到黑色页岩层。相反的,CTBE 黑色页岩 Cd 含量不可能仅来自海水,因为需要海洋中可用的金属的 3 到 9 倍才行(见表 4)。另外,要求河流在 $0.3—1 \times 10^6$ 年期间转移所需要数量的 Cd 进入海中。

表 3 由生物富集过程捕获得到的富 TOC 沉积物的非岩相成因部分的最大金属浓度

元素	A. 海水质点	B. 海相浮游生物	C. 上升洋流沉积物	D. 黑色页岩
Ag	0.15	0.04—0.17	0.4—4.07	3.
As	—	2.7	7.—10.	32.
Ba	450.—4200.	10.—35.	380.—780.	470.
Cd	1.8	0.5—5.2	2.—6.	15.
Co	5.	0.2—0.3	1.—7.	33.
Cr	14.—150.?	<0.2—1.2	15.—80.?	94.
Cu	25.—180.?	2.—10.	14.—110.?	160.
Ni	8.—170.?	1.—3.	25.—211.	120.
Pb	20.—127.?	1.5—3.8	3.—47.	8.
V	15.—25.	<0.8—1.1	2.?	640.
Zn	72.—300.	15.—52.	62.—350.?	1235

金属浓度为 TOC 沉积物非岩相成因部分,山海水质点、浮游生物和上升洋流沉积物的金属/TOC 比,以及假定 TOC 含量为 10% 计算得出。单位:ppm

通过进行其他元素大量的类似计算,似乎有证据表明海洋中含足够的 As、Ba、Mo、(Sb) 和 U 作为 CTBE 黑色页岩超量金属含量的物源。而元素 Ag、Cd、Cr、Cu、Ni、V、Zn、Co 和 Pb 看来是不行的,不能在短期事件中从海水的痕量金属获得足够数量的这些元素,不能解释上述的元素累积作用。另外,这些元素所要求的数量的大部分可能是河流在 $0.1—1 \times 10^6$ 年期间

带入海洋的。因而,CTBE 黑色页岩痕量金属浓度似乎是首先受河流元素的输入所控制,而不是海水的成分。

表 4 CTBE 黑色页岩痕量金属平衡表

元素	所需的海洋水体 ^{a)}	河流输入(10^5 年) ^{b)}
As	0.6—0.8	20.—25.
Ba	0.4—1.4	4.—14.
Mo	0.1—0.4	78.—250.
Sb	1.4—3.3	6.(60.)—15.(150.)
U	0.1—0.2	30.—80.
Ag	31.—48.	>400.—>650
Cd	2.8—8.6	330.—1000.
Cr	17.—21.	110.—135.
Cu	18.—26.	>90.—>135.
Ni	9.—13.	260.—370.
V	12.—16.	665.—900.
Zn	53.—114.	1400.—3200.
Co	60.—643.	9.—90.
Pb	95.—150.	60.(600.)—90.(900.)

a) 作为金属物源,为供给 CTBE 黑色页岩的超量金属成分所需要的海洋水体。假定 1 米厚的黑色页岩层,覆盖面积为 $36 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。

b) 需要河流搬运 CTBE 黑色页岩超量金属成分到海洋中去的时间,假定河流输入量为 4.6×10^{13} t/年。河水中的金属浓度据 Maritiu 等。

因为累积 CTBE 黑色页岩中所发现的超量痕量金属含量需要 5×10^5 年土时间,水体中的状态应当比现代海洋更为缺氧得多。另外,绝大多数的 OC 不会到达海底。因此,痕量金属资料强有力地推断缺氧状态至少是周期性地存在于水体中。森诺曼/土仑海漫期的高位海平面与低沉积速率相一致,这是这些富 OC 沉积物中产生强裂的“自生”痕量金属信号的先决条件。另一方面,白垩纪海洋的氧危机应当对海相环境的全球性痕量金属旋回有严重的影响。这样,海洋范围或全球性缺氧周期就会被反映出来,如现代海洋中发现的金属/养分关系总的“脱节”(uncoupling)。这一点可以从碳酸盐测试时较低的 Cd/Ca 比或者其他的方法观察到。

编录和分析资料的建议

由于参加这个计划的大批工作者的努力,大量的资料将会搜集起来。小组全体会议讨论的一个重大问题是,是否建立资料基地和资料分配网。这里我们不谈这一点,下面我们总结的是为了完满地理解黑色页岩问题以及进行某些规范化研究所必需的基本资料类型。至少,对 GSGP—CRER 第二工作组所赞助测试的层序,所需要的资料为:

1) a) 剖面名称和位置(现代经纬度),以及相对于海底或可识别的标志的层序深度(米);
b) 估算的古纬度(从研究古地理和古气候的 ICL 工作组的一套图件中可得出)和古深度(DS—DP/ODP 孔位反推;陆上剖面根据化石组合等估算);

2) 有无所有有关的微化石以及有关有效的保存状态的信息;

3)生物地层带的年代分配(参见上述有关高分辨力生物地层学以及在许多地层层序复查年代分配的讨论),绝对年龄(在需要的地方可根据区间的沉积速率内插),以及根据最新的地质年代学资料的沉积速率;

4)岩石名称和颜色(GSA 岩石颜色图表),以及一种或多种突出的沉积学特征(如生物扰动的程度和/或层纹的规模);

5)碳酸盐和有机碳含量;

如果可能的话,有可能或应该能得到的其他类型的非常有用资料是:

6)碳酸盐总体的稳定同位素资料和/或各个碳酸盐组份的 ^{13}C 、 $\delta^{18}\text{O}$ 以及有机物 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 和黄铁矿中硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 资料;

7)其他:a)容重(g/cc),如果有资料的话;b)有关的有机地球化学指数(Rockeval 高温热解成果,痕量元素地球化学,硫黄铁矿含量等)或者有效性的标志;

8)沉积物、碳酸盐和有机碳的计算累积速率。

上述列举的每一个参数名下的资料,要有不重复的数字,以表明每个样品的资料来源(例如,DSDP 原始报告;现行研究;文献出处等),列表保存在不同主题的卷宗内。

为了用古深度、特殊的地层层段等计算区域的或全球的有机物累积速率,这些基础资料是重要的。当需要时,这样的资料能与碳同位素时间变化纪录或其他参数相比较,以及会提供“肖氏”图(“Shaw” plots)的内容以便进行二个或多个地区之间“事件”地层学的对比和进行交叉对比研究。

应当编制阿普第一阿尔布期间多达5个可分解的重要的时间段的一系列古地理图(如上面注意到的那样,应用有效的重建资料)。海相地层(海面)和“黑色页岩”的地理分布以及它们的有机碳含量(有资料的地区要有每一个时间段的平均和最大/最小值)和类型(陆源的和海相的相对关系,可能的话要相对%),以及每个孔位表示底水特征的某些标志(如缺氧或贫氧还是饱氧的)应当标在每一个图上或覆盖的透明图上。这些图件将用来和不同工作者用不同古气候模式技术编制的推断性古上升洋流图比较,以验证造成广泛分布的或局部的“黑色页岩”沉积的上升洋流高生产力的重要性,还要和海洋中富有机碳沉积物覆盖地区的图件相比较。这些图也将向我们提供不同时间段富有机碳岩石区域意义概况,以洞悉底水的潜在来源、隔离盆地等。

搜集和综合资料是研究中耗费力气的工作,但最终会导致建立的完善古海洋学模式,甚至可能得出关于阿普第一阿尔布期以及过去地质年代黑色页岩沉积的起源和分布的有根据的模式。

中白垩世黑色页岩研究的其他意义

有关这个计划中这部分的研究,对碳氢化合物矿源层沉积、沉积锰矿的形成及与蛇绿岩有关的硫化矿床和磷矿沉积等方面有直接的意义。海相碳氢化合物矿源层和储集层的地层分布研究表明,所有已知石油矿藏的70%的时代为60—140Ma,60%是100—80Ma。对这段时间OAE的认识已经得出了这样的认识——储存在OAE期间海相沉积物中的有机碳是世界上多数石油的源泉。进一步确定OAE和OASE的时限和研究分布在很宽纬度带各种各样

盆地背景中的阿普第和阿尔布期富 OC 页岩的沉积学、古生物学和地球化学特征,对勘察碳氢化合物矿床会有影响,因为通过这个研究所得到的模式,可以更有根据地认识其他未研究区矿源层的特征。

Force 等(1983)和 Cannon 及 Force(1983)已证明了 OAE 产出与沉积锰矿和产于蛇绿岩中的硫化矿床之间的一般联系。他们认为 OAE 期间出现的氧亏损水层是大量可溶性锰的储集层,这些锰是由上升洋流带上来或者扩散到上层氧化水体中的,然后在那里作为“澡盆式环状”(bathtub ring)锰矿沉淀下来,如澳大利亚晚阿尔布期到早森诺曼期 Groote Eylandt 矿床。他们又指出,在 OAE 时,当最少含氧带横过洋中脊岩脉系时,硫化物沉淀作用就会增强,产生塞浦路斯型矿床。

认为以 26Ma 或 32Ma 为周期出现海洋生物群落生物体绝灭的推测,推进了把这种周期性和宇宙机制联系起来的研究。然而, Hoffman(1985)分析了生物族系绝灭的地层产出,认为推测的周期性主要取决于所用的地质年代表和所选择的地层阶界线的时代,并得出结论认为显著的生物体绝灭周期可能是由于随机原因造成的。某些人已推测一定的生物体绝灭事件是由于温度变化和/或海洋缺氧造成的。Roth(1988)研究了中生代超微化石的变异度和绝灭纪录,并和海侵期及黑色页岩的产出进行对比。虽然总的趋势可很好得到,但需要逐个时期详细证实,如阿普第一阿尔布期,而这一点只能通过富有机碳层序的直接研究才行。在森诺曼/土仑期出现的海洋缺氧事件期间,近乎全球分布的厚大的最少含氧带显然淹没了全世界深度在 100—2500m 的浅海陆棚。这些贫氧到缺氧水是有损于大多数底栖生物的,可能造成 Raup 和 Sepkoski(1984)在地层纪录中观察到的族系绝灭事件。Kauffman(1984)把森诺曼—土仑阶界线的动物群落的改变归因于森诺曼—土仑期 OAE。其他在时间上与推测的广泛分布的最少含氧带发育有关的海洋生物体绝灭事件,包括有泥盆纪和早土阿辛期地层纪录中的事件。

这个计划的副产品是得到一些信息,这些信息可阐明海相生物的变异度和显著的阿普第一阿尔布期 OAE 时有机物埋藏速率增高幕之间的关系。这些关系到全球规模贫氧到缺氧水体体积的增加和在地层纪录中所见到的生物绝灭之间的可能联系。

理解幕式有机物埋藏的方向

简单的和较为复杂的海洋循环的箱模式(box models),能用来验证关于深水建造区、深水循环方式和速度的变化,以及温度和氧溶解度或养分浓度的变化对碳通量、深水氧浓度和有机碳埋藏速率的影响等假说。每一个这样的参数对助长广泛分布的有机物埋藏是有潜在的重要性的。例如,初步的模式推测有多种方法促使中白垩世海洋中、深水层缺氧。人们使用交换速率、先期形成的养分、河流输入等项现代参数以及形成低纬度带热的含盐底水而不是高纬度带冷的水源模式的公式,使深水体的平均含氧量降到大约 $36\mu\text{mol O}_2/\text{kg}$,就不同于平均约 $160\mu\text{mol O}_2/\text{kg}$ 的现代水体了。虽然详细的水体化学成分剖面是难于得到的,但是平均 $36\mu\text{mol}$ 的氧气溶解值说明大多数底水体是缺氧的。使用现代热卤水循环模式,依靠中层水体的翻新速度,使得深水滞留时间增长 2—10 倍,模式的海洋深水体也能成为缺氧的。这样,平均海洋水面生产率低于具有温暖的深海的现代海洋和较低的初始氧气溶解度就能

造成广泛分布的深水缺氧。然而,通过先期形成的养分浓度和底水翻新速率的简单增加,也可以在“现代”状态下形成缺氧的深水体。无论是低纬度或高纬度深水翻新速率的这种改变可能是旋回性的,并且是与日射周期性变化引起的气候变化有关的,因而导致在许多白垩纪“黑色页岩”层序中出现米兰科维奇式的旋回。第二工作组搜集和综合的资料将用来作出牵涉到海洋模式的假设,也能用来验证以底水建造的变化速率到增加进入海洋的养分通量的各种可能性。

阿普第一阿尔布期 OAE 的黑色页岩沉积纪录显然是一种复杂现象,并且可能不能把它分为一些断续的全球产出的亚事件。如果是这样,要采用另一种技术去估计是否在一定时期或者一定的海洋位置比其他的更易于成为贫氧或缺氧的。特别是,黑色页岩时空分布要采用概念分析。例如,人们可以估计在一个单个的微化石带中发现含 $<1.0\%OC$ 的沉积物的概率。另外,也可以计算在特殊的海洋位置发现层纹状沉积物的概率。用这样的方法,我们将简化和总结可能复杂的有机碳沉积的情节。然而,至少两个有区域意义的黑色页岩事件表明,在特殊时代有快速的养分通量和加速的生产力,应当创造出海洋模式去解释它们。这一点只能在我们拥有中白垩世黑色页岩的全球资料的基础上才能完成。

本刊审译