

基末利粘土层的古海洋学研究

Richard G. Miller

孙玉肖 译

王春修 校

摘要 基末利粘土层是从挪威海上延伸到加拿大海上和英吉利海峡的晚侏罗世/早白垩世碎屑源岩。它是北海石油的主要源岩。在北海,其底部穿时而顶界等时,厚度一般为150 m, TOC=4%~5%, HI=350~450, 沉积速率约为15 m/Ma。

沉积作用显然发生在分层海,在温暖的咸底层水(WSBW)之上,上层水以大约1 km/d的速度从北极大洋西南流入特提斯海。存在许多反向水平衡的证据,但没有异常有机质生产率的证据。富有机质岩相的沉积作用可能随着气候的轻微变化而停止,这引起了盆地中水体倒转及含氧冷底层水流向南方。

关键词 北海 基末利 粘土层 KCF海 地球化学 古地理 古海流

1 前言

广义基末利粘土层(KCF)是欧洲北部最早的生油岩,它为北海大部分油田提供油源,并沉积在“基末利粘土层海”中的一系列盆地中。在晚侏罗世和早白垩世,“基末利粘土层海”从英格兰东部和加拿大延伸到挪威海上,向南到英吉利海峡。

认识粘土层的起源不仅对此广大地区内的进一步勘探有重要意义,而且对其它地区类似源岩的寻找及一般源岩的研究也很有意义。因此,对在韦塞克斯盆地中基末利湾岸上的典型剖面目前已进行了广泛研究,并把它作为建立适用于整个KCF海的沉积模式的关键。可惜此典型剖面不是全部地层的代表,它只是复杂模式的一部分。

本文试图从多个学科把各种资料综合成KCF海和KCF沉积的一个内部一致的模式。这个模式包括在一个简单的双层成层陆架海内于缓慢表层洋流下面逐渐形成温暖、咸的、缺氧底层水(WSBW),即有正常速率的海相有机质生产率、缓慢的沉积速率和有机质非常有效的保存。随着轻微的气候变化,分层可能完全被破坏。

2 基末利粘土层

基末利粘土层的任何研究都面临三个问题。首先是韦塞克斯盆地的典型剖面基本上与基末利期同期,而在北海大部分地区,基末利粘土层沉积延伸到早白垩世(图1、2)。其次是KCF跨越两个广阔的动物区系,这些区系中有三个完全不同的年代地层名称(图2)。第三是此层的局部命名混乱不清(如Dore等,1985;Powell,1985;Brown,1984;Birkelund,1975)。因此本文将:

(1)沿用非正式工业惯例,即把KCF定义为含油的富有机质泥岩、粉砂岩或页岩,从晚梁赞阶向下延续到牛津阶—基末利阶分界附近某一略有随意性底面;

(2)文献中的时代和阶名沿用Harland等(1982)的绝对年龄;

(3)基末利粘土层(KCF)的名称优先于局部地层名称使用。

在韦塞克斯盆地,KCF典型剖面厚508 m,属基末利期(Cox和Gallois,1981)。它位于牛

津砂岩、灰岩和粘土这一旋回之上,上覆地层为波特兰砂岩、波特兰灰岩及珀贝克灰岩和蒸发岩。

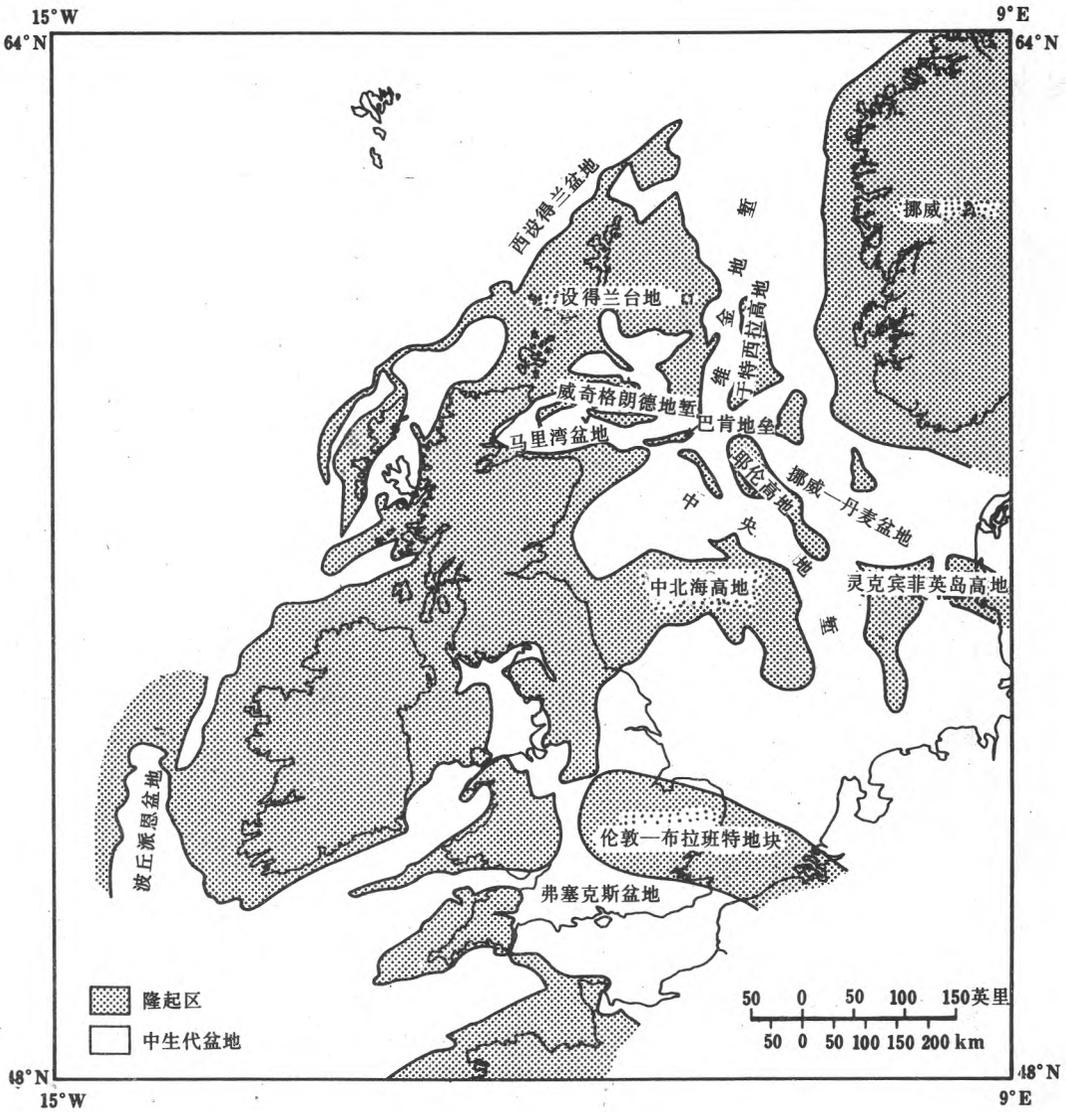


图1 北海和英国大陆架构造单元

基末利粘土层的典型剖面位于韦塞克斯盆地,距北海油田产地有一段距离

在这项研究中,对挪威北部到北海南部和西设得兰盆地的 29 口海上油井中 KCF 的有机地球化学和孢粉进行了检测。在北海,KCF 厚度可能超过 1200 m,但一般为 50~250 m,平均可能为 150 m(图 3),底面穿时,反映了沉降或海侵,并在许多地方渐变为较贫瘠页岩,但大致是相似的粘土岩或粉砂岩,如巴通阶到牛津阶的希瑟层。KCF 底面通常处于测井曲线第一个较大突变处,标志有机质含量向上急剧升高(Deegan 和 Scull,1977;Brown,1984)。100 APIY 的伽马射线强度已作为 KCF 的特征(Deegan 和 Scull,1977),但该鉴别可能不对,特别是在北海的中部和南部或 KCF 的下部。北海 KCF 延续到上梁赞阶,这里突然同时相变成克罗默诺尔群的氧化钙质泥岩(未发表的资料,Rawson 和 Riley,1982)。克罗默诺尔群有一薄层底砂岩

(Deegan 和 Scull, 1977), 但相对 KCF 而言, 粘土矿物上没有马上改变。详细的地球化学研究表明, KCF 与克罗默诺尔群的接触面仅代表氧化条件的突变 (Johnson, 1975)。

已发表的别处 KCF 资料比较缺乏, 但在波丘派恩盆地到西爱尔兰、纽芬兰东部阿瓦朗盆地及东格陵兰存在此粘土层。在波丘派恩盆地, 泥岩厚度一般超过 200 m, 但局部由于有砂岩而减薄; 富有机质层段是早基末利阶和早提塘阶, 且在许多地方此层序被几百米的贝利阿斯阶石盐和贫有机质泥岩覆盖 (A. S. Pepper, 私人通信)。在阿瓦朗盆地源岩层包括被碳酸盐岩、贫瘠页岩和砂岩覆盖的达 200 m 厚的基末利钙质页岩 (Powell, 1985; Creaney 和 Allisong, 1987)。格陵兰陆地上的沉积被近岸小型次盆地内的连续构造作用所复杂化, 产生了包括泻湖煤层和厚层峡谷砂岩的沉积, 然而在晚牛津期和中沃尔吉期 (Volgian) 堆积了 200~500 m 的暗色粉砂质页岩 (Birkelund, 1975)。此层向南被灰岩取代, 界限大致沿着相当于现代欧洲大陆北海海岸分布。

因此 KCF 的基本岩性是富含有机质的粉砂岩或泥质岩, 视局部条件不同而变化。例如英国陆地上韦塞克斯和英格兰东部露头有泥灰岩、纹层油页岩、生物扰动泥岩和壳体覆盖层及一些小于 1 m 厚但可能延续到整个英国 KCF 陆地上的砾石藻灰岩, 后者已对先前的沉积模式产生很大影响 (Oschmann, 1988; Tyson 等, 1979; Gallois 和 Medd, 1979; Gallois, 1976)。在北海和更远的西部, 存在着砂岩夹层, 一般描述为与局部构造活动有关的水下扇 (Brown, 1984)。其他砂岩, 如北海南部的梁赞阶—瓦朗然阶的桑德灵厄姆砂层, 位于靠近古海岸线和围绕盆内高地。在荷兰区段 KCF 内, 灰岩和泥灰岩是有代表性的。然而, 除东格陵兰海上一般缺乏三角洲存在的证据, 而且, 除沿南部边缘局部外, 发现了大量河流输入的少量碎屑标志, 这与中侏罗世形成鲜明对照 (如 Anderton 等, 1979)。这对于 KCF 沉积期间的河流迳流、降雨和气候有较大意义。

KCF 海南部, 除近岸地区以砂岩为主外, 典型的粉砂岩和泥岩较快地相变为灰岩 (Ager, 1975; Anderton 等, 1979)。相界限随时间而变化, 例如在基末利后期向北延伸到韦塞克斯盆地, 这样波特兰和珀贝克灰岩在年代上等同于其它地方的上部 KCF。

不能确定 KCF 沉积的“平均深度”。韦塞克斯盆地深度范围约为 50~100 m (Myers 和

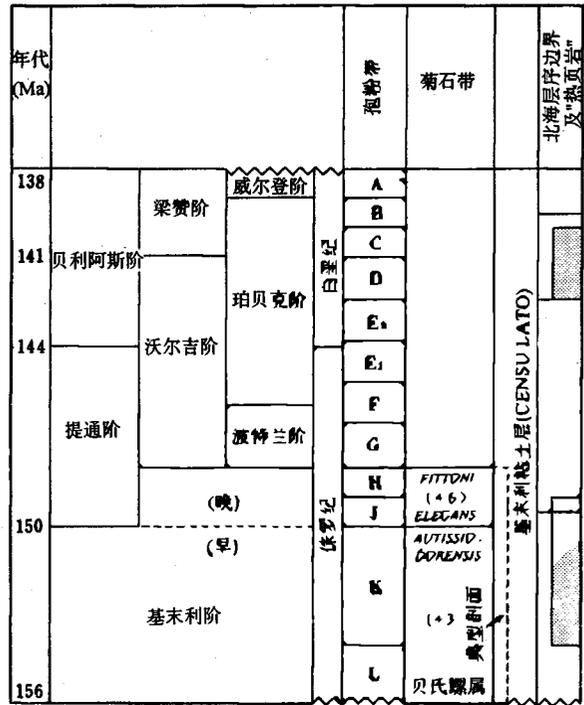


图 2 基末利粘土层的年代地层学

绝对年代取自 Harland 等 (1982), 虽然只有三个“剖面交叉点”, 如梁赞阶底、沃尔吉阶底和提塘阶底, 但孢粉带证明时间上细分现在是可能的。注意, 在其它地方 KCF 沉积期间, 典型剖面时间覆盖不到全部时间的一半。有时 KCF 向下延伸进入牛津阶, 包含了更多的泥岩, 如牛津粘土或希瑟层。剖面右侧水平线代表沉积层序边界, 阴影部分代表“热页岩”或个别的放射性单元沉积

Wignall, 1987; Oschmann, 1988), 可以作为很好的论据。深度当然随海平面升降而变化, 海平面在早沃尔吉期 (Rawson 和 Riley, 1982; Brown, 1984) 或晚沃尔吉期 (Goff, 1983) 达海侵最大值, 所述蒸发岩与后来的海退有关。然而, 这时也是一个连续断裂和地堑沉降期。Oschmann (1988) 指出, 地堑内合理的古深度为 200~500 m。

3 构造作用和海侵

北海包含一个具有三联点特征的复杂地堑体系 (Brown, 1984) (图 1)。三联点的中心是中央地堑, 西支是威奇格朗德地堑及其向马里湾盆地延伸部分, 北支是维金地堑。断裂开始于二叠纪

(Glennie, 1984), 持续到侏罗纪 (Brown, 1984)。早侏罗世从北极大洋到中大西洋的水道已通 (Glennie, 1984) (图 4)。类似断裂也产生了西 KCF 海盆地和不列颠岛西部盆地。

北海先前存在的断层在晚侏罗世经历了连续的再调整, 在沃尔吉期和梁赞期, 较大的“晚基梅里”抬升达到顶峰 (Bawson 和 Riley, 1982)。这次构造运动产生了众多的次盆地, 次盆地被地堑连接或 (象韦塞克斯那样) 被浅滩和一些移动的群岛所分隔。某些构造块, 特别是巴肯地垒, 在抬升时可作为暂时环流障壁限制了水运动。

Woodhall 和 Knox (1979) 概述在此期间的小火山活动。基末利期到贝利阿斯期的较小凝灰岩体零星分布在荷兰到北挪威间。虽然火山成因的粘土实际上在 KCF 范围很广 (A. Aplin, 私人通信), 但它与这里提出的沉积模式没有明显关系。然而, 火山作用可能已对生物大量死亡或营养富集产生影响。

早基末利期到晚梁赞期, 北海 KCF 内存在四个主要地层层序。该层段约分为 12 个孢粉带 (内部资料, C. Stronach, W. Paley 等, 私人通信), 在图 2 和后面的图内用字母符号标出。由于构造抬升和沉降与海进/海退的相互作用, 层序可能缺失或不明显。层序边界不一定与明显的岩性或地球化学变化一致——如 KCF/希瑟层的接触面不是层序边界。孢粉带提供了高分辨率时间格架, 用于辩认 KCF 内众多的、表面是随机的沉积间断, 也可估计沉积作用速率。对于图 2 所列的绝对年代和相对年代, 还未达成一致看法 (如 Haq 等, 1987)。对 18 Ma KCF 沉积物的沉积速率估算, 精确度可达 ±10%。

4 有机地球化学

只有 KCF 在任何地方变量都均等, 把它描述为“地球化学上相当均匀”才是正确的。先前估计的 TOC 平均值范围一般为 5%~10%。在阿瓦朗盆地, TOC 范围一般为 2%~5% (Greaney 和 Allison, 1987); 在波丘派恩盆地 TOC 为 1.1%~2.4% (A. Pepper, 私人通信); 在韦塞克斯盆地 TOC 一般约为 7%, 但也可达到 35% (Oschmann, 1988)、50% (Myers 和

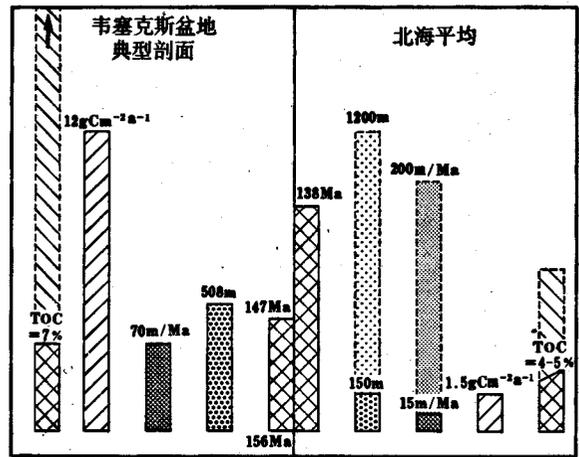


图 3 典型剖面中基末利粘土层与北海 KCF 的特征比较 注意每一地方典型剖面持续时间不同, 并且沉积速率和有机碳堆积速率都很高。划斜线的表示最大值。很明显, 典型剖面并不代表北海的地层

Wignall, 1987)或70%(Goff, 1983)。整个北海和西设得兰地区的未公布资料给出的 TOC 一般平均值为 4%~5%，有 6 m 多最大值达 12%，向上，数值趋于上升(图 3)。

我们的资料表明，北海的 TOC 值在时间和空间上变化可能非常突然，而且不可预测。例如，在中央地堑两口相距 30 km 的井中梁赞阶剖面，其 TOC 平均值分别为 2.5%和7.6%，而在维金地堑的两口井中，相似的差别实际上则随时间呈相反变化。个别井内沉积速率下降时，TOC 有轻微上升的趋势，表明了碎屑的稀释作用。然而这种作用在两口井间不能以外插法推定，例如，在南维金地堑两口貌似环境相似的井内，梁赞阶剖面中 203 m 厚的 TOC=6.5%，而 9 m 厚的 TOC=1.4%。TOC 分布的任何型式都在一个很小的范围上，它可能起源于沉积环境非常局部的变化，诸如潮流的流向变化。

计算的成熟前的氢指数或 HI($=100 \times S_2/TOC$)反映的有机质类型表明，在北海和韦塞克斯盆地并没有出人意料的变化。随着向古海岸线的接近，HI 下降；随着推断的沉积深度增加，HI 上升，在一些地堑底部其值达到 700 左右，然而 Thomas 等(1985)和未出版的资料记录了在某些盆地深部，偶尔出现 HI 异常低值，特别显著的是在南维金地堑，可能是由于同时有硫酸盐孔隙水补给的陆源有机质浊流的输入。随着时间变化，成熟前的 HI 值出现一个小的但很明显的上升：北海 KCF 的平均值在基末利期为 365，在沃尔吉期为 422，在梁赞期为 452。

对于北海 KCF，有许多出版的和商业用孢粉相图(如 Barnard 和 Cooper, 1981; Demaison 等, 1983; Fisher 和 Miles, 1983; Baird, 1986)。北海 KCF 仅含有很少的陆源有机质，即使是在较封闭的马里湾盆地也不例外(Pearson 和 Watkins, 1983)。HI 向岸方向的下降，一方面是由于在浅水中保存不好，另一方面是由于陆源输入的增加。虽然 Ioannides 等(1976)提出沼泽是韦塞克斯盆地大部分有机质的来源，但不列颠陆地上的 KCF 同样是无定形的藻类或细菌干酪根占优势(Williams, 1986)。分子地球化学有力地证明 KCF 内的干酪根以海相为主(A. Mann, 私人通信; Farrimond 等, 1984)。

这一观点对考虑沉积速率和有机碳的堆积速率有指导意义，应用于 29 口研究井的详述孢粉带揭示了沉积速率的意外变化：压实后从零到 200 m/Ma 以上。尽管它部分地反映了高地上

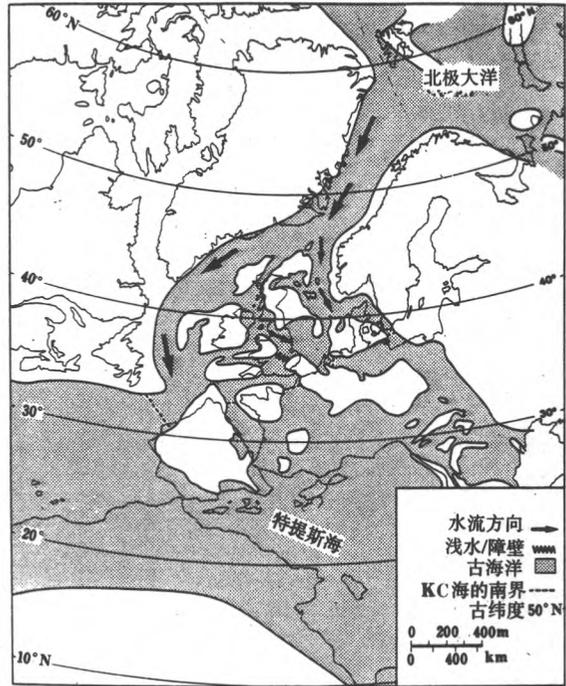


图 4 晚基末利期古地理图

依据 R. V. Tyson 的内部资料，另加 Ronnevik (1984)、Ziegler (1981)、Hallam 和 Sellwood (1976)、Arkell (1956) 和作者的资料。KCF 海的南界为北部的厚层泥岩和南部的碳酸盐岩之间的相变边界，当时它沿着欧洲大陆的北海岸分布。注意：含典型剖面的韦塞克斯盆地实际上与北海地区处于隔离状态；厚层泥岩/碳酸盐岩界限到波特兰期已移到浅海一带。海流基于自北极大洋向南流，受科利奥里效应修正，而集中到盆地西侧

的正常压缩层序,但笔者猜想,某些变化是由于引起沉积物再分布或再悬浮的潮汐紊流和进入地堑的滑塌,因此,厚剖面将代表其他地方的沉积间断中物质的缺失。在整个 KCF 沉积期间,包括沉积间断以 m/Ma 为单位的平均沉积速率在挪威中西部向海一侧为 2.0~2.4,在北海北部为 4~26,在北海中部为 5~26,在半封闭的马里湾盆地为 12~41,在北海南部为 19~32,在西设得兰地区为 4~13。因此,平均速率一般为 15 m/Ma(图 3),沉积达 18 Ma(但平均厚度仅 155 m,反映了北海 KCF 具穿时底面或海侵底面)。压实前,沉积速率可能大(现今)3~10 倍。在北海中部的晚沃尔吉期和梁赞期,沉积速率特别低,但随时间变化不明显。

与被动大陆边缘一般的沉降速率相比,这种沉积物堆积速率相当低(Blatt 等, 1980)。Tyson(1987)注意到实际上许多海相源岩通常都具有相当低的堆积速率。相反,在韦塞克斯盆地中计算的沉积速率,经过缓慢开始后达 70 m/Ma(采用 Cox 和 Gallois 的资料,1981),证明在这个重要方面该典型剖面与北海 KCF 不同。虽然可能是因为大量陆源输入而引起的,但东英格兰的短期堆积速率可能更高(Birkelund, 1975)。

根据这些沉积速率、TOC 平均值和假定的密度(2.5 g/cm³)就可以计算出有机碳堆积速率。在北海约为 1.5 g C/m² a,在韦塞克期盆地约为 12 gC/m² a,这就再一次有力地说明该典型剖面不具代表性(图 3)。

5 放射性和铀含量

虽然 KCF 的特色是比其上、下层有较大放射性,但其本身放射性变化也很大,并且在许多例子中小于先前提出的 >100 APIγ 单位(Deegan 和 Scull, 1977)。其它有效厚度不大的北海 KCF 实际上特别“冷”,与北美页岩中部的平均值(100 APIr 和 6.55 ppmU)相比,其放射性和含铀量较少(Bjorlykke 等, 1975; Hearst 和 Nelson, 1985; 未出版资料)。KCF 中的过剩放射性是由于与有机质有关的铀所致(图 5)。

北海 KCF 出现两个明显的放射层段(图 2),较年轻层段,一般指“热页岩”,属晚沃尔吉/早梁赞期(孢粉带 C 和 D),限于英国/设得兰地块东部地区,向南至少延伸到中部北海高地,且

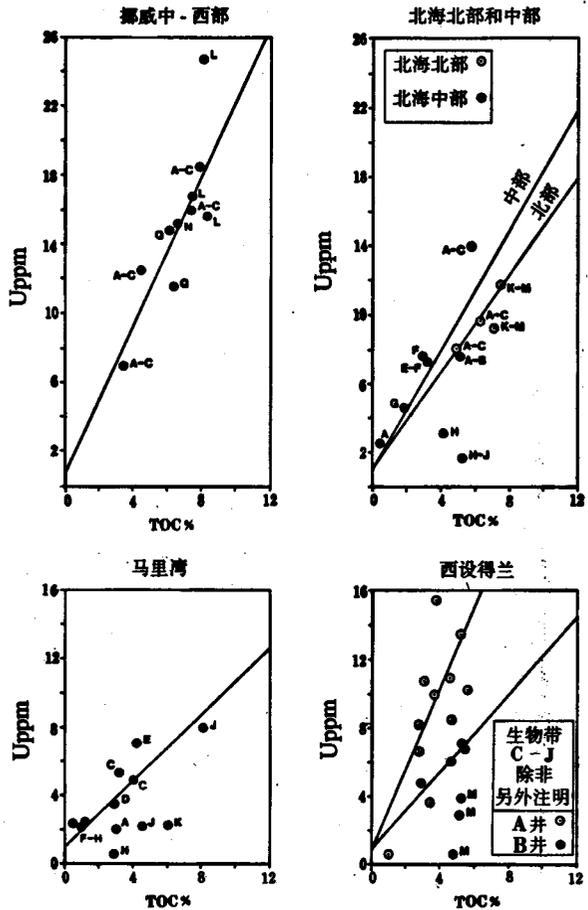


图 5 钻孔岩屑中的基末利粘土层的 TOC 和铀之间的关系

字母表示孢粉带(见图 2)。设定回归线通过由碎屑成分引起的 1 ppm 铀截距点,且仅考虑有最清楚对比关系的 C 到 G 生物带。最陡的斜率表示自生铀对有机碳的最高比率

可能超出伦敦—布拉班特地块(图 1), 这个单元的放射性、TOC 和 HI 全部都是高值, 并据 Goff(1983)推断, 它代表最大海侵。

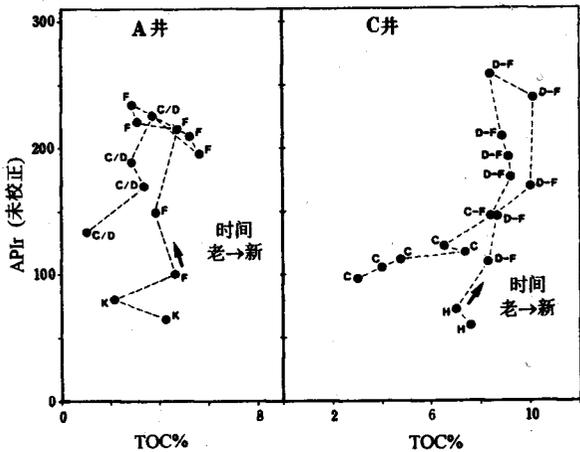


图 6 西设得兰盆地几口井内总放射性(来自测井曲线)对 TOC(来自岩屑)的交会图

其总的特征明显相似。生物带 K 到 F 期间, 两图都显示了放射性的四倍升高(因此也是自生铀的升高), 它与 TOC 完全无关。这表明铀的吸附作用增长面可能是溶解铀浓度升高引起的。后两口井在生物带 C 和 D 期间都显示出 TOC 和铀的相关性下降。很明显, KCF 的自生铀含量不受现在有机碳数量的控制

这种趋势被所选的北海诸井的 U/TOC 比率所证实。图 5 表示北海 KCF 中六口井的 TOC 相对铀含量的交会图, 铀含量是由伦敦大学反应堆中心通过中子活性分析测得的。六口井有一定的联系, 虽然在北海北部的第七口井(没有用图表示)没有。这种联系可能终止于生物带 G 以下如生物带 C 以上(分别为早沃尔吉期和中梁赞期)。约 1 ppm 的铀存在于碎屑成分中; 其余部分则是自生的, 且与干酪根相关。对于要对比的层段来说, 自生铀与 TOC 的比率自挪威中西部海上的 215×10^{-6} , 下降到北海北部和中部的 $142 \times 10^{-6} \sim 175 \times 10^{-6}$, 到马里湾盆地为 100×10^{-6} 。尚需要更多的北海南部的资料以证实向南逐渐降低的趋势。

对于西设得兰的两口井(图 5)也做了 U-TOC 对比, U/TOC 比率为 234×10^{-6} 和 112×10^{-6} , 或者实质上单个次盆地内呈两倍的变化。然而如果资料完备, 这两口井也可能同样表明铀含量与有机质无关, 实际上, 西设得兰几口井的 γ 测井曲线和 TOC 的对比证明两种结论都正确: 从中基末利期到 F 带(早或中沃尔吉期)放射性逐渐上升四倍, 而 TOC 没有相应的增加, 此后, γ 射线强度和 TOC 有关系并下降(图 6), 很明显, 高的铀含量和高 γ 射线信号指示 TOC 高, 但这种情况反推并不一定正确。虽然一些井显示出 HI 和 U/TOC 之间稍有反向关系, 但这里观察出的趋势与干酪根类型无关(图 7)。

6 古地理

KCF 海呈三角形, 顶端向北延伸进入极地北极大洋, 底部进入特提斯海。该海中杂乱地散

较老层段为低放射性, 属中到上基末利期(孢粉带 J 和 k), 出现于马里湾盆地、维金地堑和挪威—丹麦盆地, 即灵克宾—菲英岛/耶伦高地和巴肯地垒北部。这一时期的巴肯地垒可能具有阻断维金地堑和中央地堑相互连通的正向地形特征。由于在许多地方此剖面缺失, 因此这个单元向北部延伸的全部范围还不清楚。

另外还出现许多局部性放射性小峰。西设得兰地区是有不同的模式, 即在中沃尔吉期出现一个放射性峰值。这里的每个热页岩单元都标志着一种特殊而又极不同的水体大小。这一特殊水体可能是缺氧的、温暖的、稍咸的底储水洼地, 或者可能是表层水流。

较年轻的“热页岩”的未校正的 γ 射线强度由北向南降低, 挪威中西部向海一边约 300 APIY, 北海北部为 200 APIY, 北海中部为 190 APIY 北海南部为 150 APIY, 在半封闭的马里湾盆地降至 130 APIY。这种

布着由变幻不定的诸岛组成的群岛,其型式随海平面的变化、沉积物充填和断层复活而变化。图 4 实际上是 150 Ma 时表示海陆分布的“快照”。这些岛屿变化的范围证明了滨岸水体较浅和地形的低起伏,然而东格陵兰和西挪威有海岸山带。

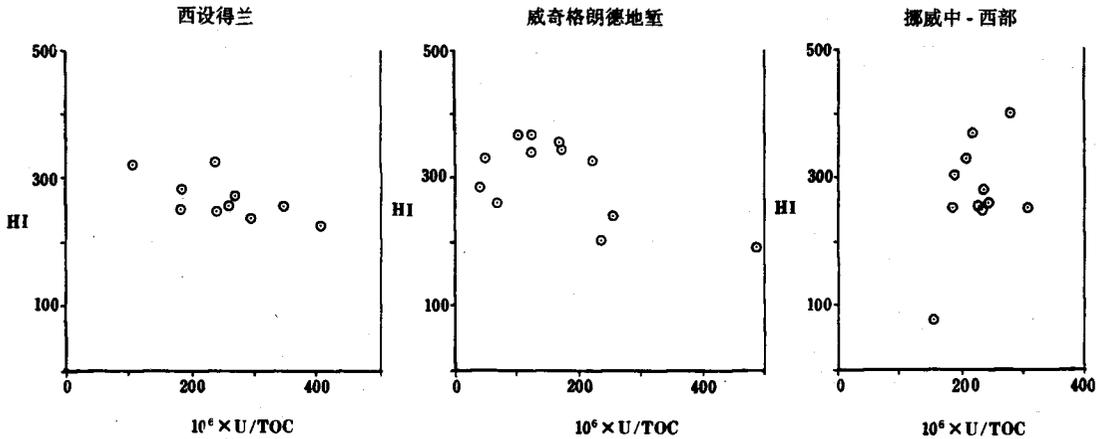


图 7 三口井中基末利粘土层 U/TOC 对 HI 的交会图

两口井都略微趋向于负相关,实际上指出在烃源岩品质下降的地方放射性可能升高,这反映了陆源干酪根相对藻类干酪根而言,与铀的亲缘关系更密切(如 Leventhal, 1981)。然而这种趋势不强,因此在第三口井中就不明显

气候解释困难而且互相矛盾。英国位于古纬度 35~45°N,温暖无冰(Ager, 1975)。Parrish 等(1982)提出,KCF 海位于四个气候带的第二个干燥带。未出版的资料提出,季节性的高、低气压体系可以集中在 KCF 海上空,而不能产生 Oschmann(1988)提出的持续性南风。然而,KCF 海规模小和位于山脉一侧的北部地区处于古大气分解模型的界限。

尽管韦塞克斯盆地 KCF 的 TOC 值为 50%或更高,但其放射性很少超过 100 APIY 单位,并且 Myers 和 Wignall(1987)记录了在多数富含有机质的岩相里,自生 U/TOC 值仅为 $10 \times 10^{-6} \sim 50 \times 10^{-6}$,这些作者提出:被动的底氧面可能对自生铀含量起部分控制作用。此剖面的高沉积速率也可能降低了从海水中聚集溶解铀的能力。这种趋势可能反映了海水中的溶解铀含量的一种区域性消耗。

降雨证据来自孢粉学和沉积学两方面。Partington(1983;私人通信 1988)发现:在韦塞克斯盆地,早基末利期的潮湿亚热带植物群到晚赫德莱斯托尼期(晚基末利期)已变成干旱/半干旱组合,直到晚梁赞期又回到较潮湿气候且 KCF 沉积作用停止前,一直是干燥气候占优势。如前所述,除东格陵兰外没有较大河流注入的沉积学迹象。在中沃尔吉期,东格陵兰开始有局部三角洲层序的形成(Birkelund, 1975),并且沿海的南缘有几条小河。通常认为位于山脉一侧的东格陵兰和西挪威使许多内陆迳流转向。河流的明显缺乏使得辨认 KCF 碎屑量的来源和搬运机制很困难,可以表现出深度风化的腹地山洪暴发的侵蚀作用。

KCF 中陆源有机质存在可作为植物茂密的腹地迳流速度高的证据(如 Barnard 和 Cooper, 1981)。然而,如早期所述,陆源有机质少和地球化学证据有力地证明整个干酪根都来源于海藻和细菌。

Williams(1986)在陆地上、Barnard 和 Cooper(1981)在海上发现有 Tasmanitid 藻,并不一

定象有时提出的那样,是稍咸海水的标志。它们只标明环境的受力状态(W. Paley,私人通信)。其它地方KCF沉积作用仍在继续的时候,而在KCF海的某些南部次盆地内,蒸发作用却超过迳流和降雨,波丘派恩石盐和珀贝克蒸发岩就是这些地方超咸水环境和负水平衡的标志。

因此在这里需指出,至少从晚基末利期到晚梁赞期,KCF海在干旱气候里经历了负水平衡。其植被与现代类比表明可能是带沿岸盐水沼泽和红树林沼泽的热带稀树草原。在早、中基末利期,虽然较湿润的气候占优势,但在热气候条件,没有进入KCF海的河流迳流或陆源有机质输入的证据,可能仍是负的水平衡。

最后的气候特征与古上升流有关。Oschmann(1988)提出北极洋有季节性上升流,Parrish和Curtis(1982)发现整个丹麦可能有夏季上升流,Scotese和Summerhayes(1986)也发现沿格陵兰东北部可能有夏季上升流。室内模拟(Miller,1989)表明KCF海北部有上升流可能性,夏季为海岸型,冬季为开阔海发散型,但正如早先所述,这种模拟正接近分离模型界限。还未见报导上升流的岩性标志。北海KCF中 $1.5 \text{ gC/m}^2\text{a}$ 的平均堆积速率不算高,现代有机碳原始生产率一般在开阔大洋为 $50 \text{ g/m}^2\text{a}$,沿岸为 $25 \sim 150 \text{ g/m}^2\text{a}$,沿岸上升流带为 $150 \sim 500 \text{ g/m}^2\text{a}$ (Duxbury和Duxbury,1984)。例如已发表的纳米比亚上升流体系之下沉积的现代沉积物资料,计算出的有机碳堆积速率为 $1 \text{ g/m}^2\text{a}$ (Summerhayes,1983)、 $12.5 \text{ g/m}^2\text{a}$ (Baturin,1983)和 $44 \text{ g/m}^2\text{a}$ (Bremner,1983)。因此不能排除KCF海中有上升流的可能,但同时也不一定要出现。Tyson(1987)指出,人们可能过分强调了生油岩层内原始高生产率的重要性。作者提出KCF海的平均生产率并不是异常的高,这并不排除季节性形成藻的过量繁殖(Gallois,1976;Tyson等,1979)。

7 洋流

Ager(1975)提出了一个详细的晚侏罗世世界洋流体系,它是通过类比现今洋流体系建立的。他提出了一种洋流是从北极洋向南流到东格陵兰,转回并向北流入挪威。第二种洋流是从特提斯海向北到东加拿大,到设得兰转回向南到北海,进入欧州。第三种洋流向西流到纽芬兰的南部,从特提斯到太平洋。在这种重建中,KCF海环流呈顺时针流动。

Oschmann(1988)提出,风驱表面洋流从特提斯流向极大洋,虽然按Ekman传送原理,所提出的持续性南风将产生向东的洋流(如Harvey,1976)。他提出,相反方向的底流在英吉利海峡向上涌升完成其环流过程。在此模式中,极大洋中部分别经历了冬季的涌升和夏季的下沉(伴随海岸的洋流涌升),净水流来自北面的特提斯海。

显然上述两种洋流体系不能说明KCF动物群基本是北极性质(Ager,1975;Anderton等,1979;Cox和Gallois,1981),因此作者提出全部洋流是从北到南,形成“北极洋流”,没有反向洋流(图4)。科里奥利力把该洋流集中到KCF海西边、格陵兰和加拿大海。这一西偏和自极大洋的海道的收缩“瓶颈”,表明不列颠岛和北海上的缓慢流速可能至少比西部主洋流慢一个数量级。东格陵兰沃尔吉海相三角洲显示出连续的东南向水流方向(Birkelund,1975),然而另外的明确报导没有直接沉积水流标志。在这种情况下,北极主洋流的东部可能以潮流流为主。

人们已注意到从北到南自生铀含量降低的现象,如果它起因于河流注入很少的滞流海内铀的逐渐消耗,也可能意味着全部向南流。人们甚至可以象下面那样,从这个假设提出平均水流速度。在大多数KCF的碎屑成分中,约含 $2\% \text{ K}$, 10 ppm Th , $1 \sim 2 \text{ ppm U}$ (Bjorlykke等,

1975; Myers 和 Wignall, 1987; 本研究)。就 γ 放射性而言, 1 ppm U 大约相当于 0.95%K 或 2.13 ppm Th, 其放射性约为 6.9 APIY 单位 (Hearst 和 Nelson, 1985)。因此, 根据碎屑成分, 一般 KCF 的背景放射值约为 54 APIY, 具有 200 APIY 特征的“热页岩”则包含约 20 ppm 的自生铀。这与实测的最大铀含量一致 (图 5)。如果 (1) 侏罗纪铀未消耗的海象现今一样, 含 3 ppm 的铀 (Riley 和 Skirrow, 1965), (2) KCF 以 15 m/Ma 的速率堆积, (3) 其密度为 2.5 g/cm³, 那么很容易计算出每年 25 cm 海水柱就可以提供所需要的铀。因此, 为了能观察到铀的消耗效果, 北海地区水的替换速率不可能相当于每年超过厚 1 m 左右的一层。无可否认, 这是一种推测。计算维持有机质生产率的磷的输入速度则更是一种推测。然而, 假定没有河成磷输入和死亡后合理数量的磷循环, 每年 < 10 m 的水替换似乎足以保持有机碳堆积速率。转换成似乎合理尺度的古洋流, 北海地区是每天 1 km 的流速。作为比较, 现今一般开阔洋流则以每天 10~40 km 的速度流动 (Duxury 和 Duxbury, 1984)。

8 沉积模式

组成这个模式的组分并不新, 许多以前已在这种或那种烃源岩中提到过, 似乎还没有能取代成层水体系的合理替代物 (如 Gallois, 1976; Tyson 等, 1979; Myers 和 Wignall, 1987)。最下层一定要流动缓慢或停滞缺氧。这就阻止了底栖生物或细菌作用对沉积中有机质的氧化降解作用。一个简单的双层模式的所有关键组分似乎已存在于 KCF 海内。

在双层模式中, 向南流入特提斯海的北方洋流一定已形成表层, 它也是充氧层。然而 Oschmann (1988) 提出一向南流的底流, 在夏季“……在北极大洋中部水流下沉时期, 底流特别是在北大西洋表层水中由浮游生物生产率造成的”缺氧。通过与起源于极地且不耗氧的现代大洋底水类比, 证明这似乎是不可能的 (如 Harvey, 1976)。

KCF 海中的群岛造成了广阔的浅水海湾。缓慢的表层洋流、温暖的低纬度区、至少在晚基末利期到晚梁赞期的干旱气候、极少量迳流和这些海湾中的蒸发作用可能导致咸度增大, 在某些情况下最终将变为极咸水和蒸发岩。而且, 中基末利期的湿润环境则较为不利, 明显缺乏较大河流输入的海中仍为负的水平衡。再者只需在一两个地区有稍咸水形成, 这里咸水随着深地堑下沉和扩散。词组“温暖的咸底水”或简称为 WSBW (Brass 等, 1982) 对设想的盐度只略有增加的“盐水”可能更合适。不同时期在不同次盆地内, WSBW 层的逐渐形成和不同 WSBW 储水洼地的稳定性可能反映在北海 KCF 的穿时底面上。最终盐跃层达到受位于陆架外并进入特提斯海和北极大洋的深部的最深水道所控制的高度。

此模式与 Brass 等 (1982) 提出的晚白垩世全球范围的模式相似。已设想在 WSBW 储水洼地本身广泛缺氧, 但从各个不同的海湾流入的新产生的温暖咸水, 可能含有足够的氧以维持底栖生物。WSBW 的产生可能是连续性的、季节性的或限于特别干旱的年代。没有指明所涉及的精确温度和咸度的精确数值。可以用假设的和较合理的数值来说明分层的动力学和敏感性。可以假设北极大洋表层温度为 6°C (Oschmann, 1988, 提出数值范围在 0~10°C), 咸度为 34‰, 与现代高纬度海一致 (图 8)。因此, 其密度为 1.02678 g/cm³ (参见 Riley 和 Skirrow, 1965, 密度表)。生活于表层的颗石藻的同位素数据 (Irwin 等, 1977) 表明, 在韦塞克斯盆地 KCF 海里平均表层温度为 26.4°C, 作者假定 WSBW 温度为 30°C。咸度为 42‰ 的地方, 水的密度将为 1.02700 g/cm³ [比较: 红海表层水 T=21.7°C, 咸度为 40.6‰ (Brewer 等, 1969)]。体系中温暖的咸水比任何表层水密度都稍高, 因此, 它可能下沉, 产生稳定分层。

除了仍为 KCF 相的所有北海地区(那时在北海地区南部以砂岩沉积为主)在晚梁赞期经历一个唯一一次不可逆的反转外,很少了解到有确实的扰动。在逻辑上,单个 WSBW 储水洼地的破坏由该事件表示。反转后,北海地区需要一流动的含氧底流维持充氧,可以推测,这一水流为北极洋流。模型中的北极大洋表层只要变冷 2°C(到 4°C)就可使其密度上升到 1.02701 g/cm^3 ,足以替换下面稍轻的 WSBW。还可以提出其它的较合理的气候反转机制,但其共同特征是气候或海洋学变化较小,这种变化使分层不稳定,引起北极洋流在梁赞末期变为底流。

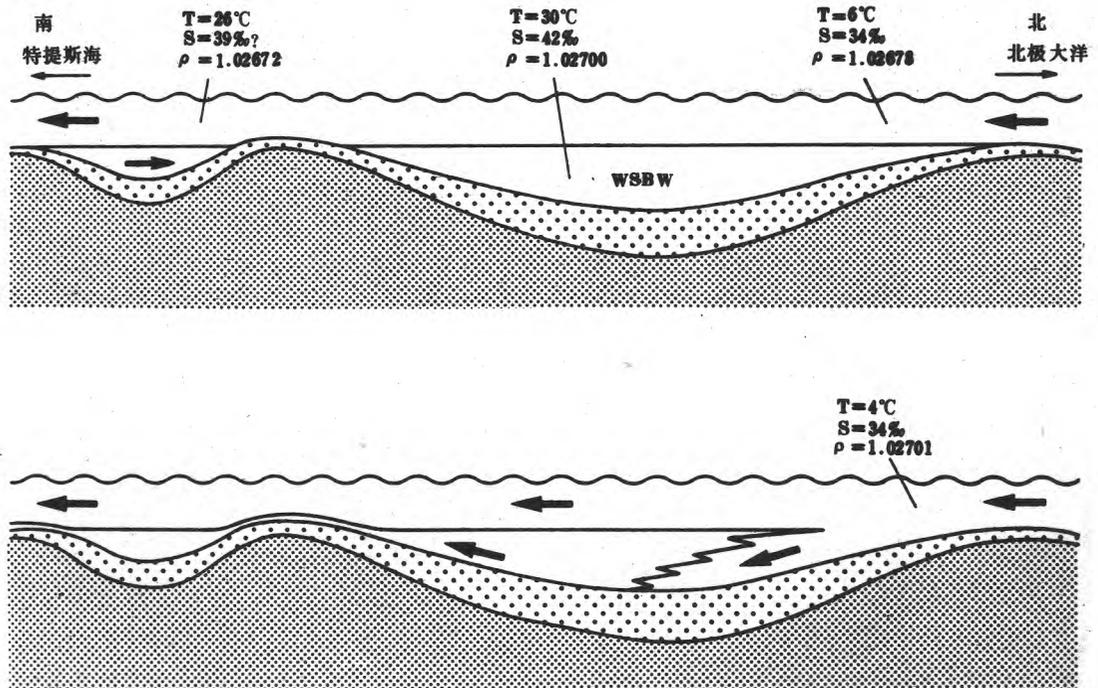


图 8 假定的基未利期粘土层的含盐度分层模式示意图

(上图)在分层期间,自北极大洋向南的海流形成表层,它作为正常含盐度的冷水产生。向南流动时,太阳加热使水温升至 26°C(据同位素证据),因此,它的平均含盐度上升到 39‰。此层下面,一系列相连接的海底盆地,是温暖的咸底水(WSBW),这里模拟的是 30°C 和含盐度 42‰。(下图)海水分层作用被破坏,是由表层温度下降 2°C 引起的。现在表层海流向下延伸到海底,冲洗稍咸底层水,最后奠定含氧底流

韦塞克斯盆地早在梁赞期之前就已发生了变化,在特提斯体系控制下下沉,同时,波丘派恩盆地到此期可能变为超咸水海湾。加拿大东部 KCF 沉积结束的精确时间还不清楚,但这方面它可与韦塞克斯盆地类比。在东格陵兰,KCF 的结束看来应归于沃尔吉期遍布次盆地的局部三角洲体系的出现。

温暖的咸底水模式的结果是:海底温度应比表层平均温度高。然而在韦塞克斯盆地中,由 Irwin 等(1977)从方解石结核中计算出的和由 Oschmann(1988)从底栖软体动物计算出的氧同位素温度约为 15°C,或比表层低 11°C。答案在于伴随蒸发作用同位素分馏,它使海水咸度每上升 1‰,海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 就上升 0.2‰至 0.35‰(Epstein 和 Mayeda, 1953)。如 Brass 等(1982)所预言的那样,如果不考虑海水中的这种变化,就会产生不真实的视温度。在这种情况下,据 Irwin 等(1977),海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 上升 1.6‰~2.8‰,咸度相应增加 8‰,计算的温度则上升

7~13℃,足以使其比表层水温高。

可以选择其它同样较合理的、内部一致的温度值和咸度值。再次强调,这里使用的表面上合理的模型值仅是作为说明而已。

可用此模式解释有关 KCF 的各种观察到的情况。KCF 和到南面的灰岩之间的相界,以前解释为一种气候效应(Ager,1975),但更多的可能是标志 KCF 海中特提斯流动的清澈海水和混浊的停滞水之间的接触。进入特提斯海的泥可能被略微冲淡,相界位置的改变反映两个水团中水流间的水动力平衡。韦塞克斯盆地中的盐跃层被风暴周期性扰乱的特征表明在约 50 m 的深度上有一盐跃层(Gallois,1976,Myers 和 Wignall,1987;Oschmann,1988)。例如在马里湾盆地,KCF 内灰白的贫有机质的粉砂岩和泥岩表明海底短暂地露出盐跃层。被地形高地所分隔的各 WSBW 储水洼地可能有不同的痕量化学元素,导致各“热页岩”单元的在地理上有限的沉积。该模式要求梁赞反转期不改变碎屑输入,在克罗默诺尔群里的局部底砂岩与海底洋流的开始和簸选期相当。

由蒸发作用产生的分层作用的最简单代替物是所谓“淡水帽”模式的淡水输入的分层作用。这个设想是:一个缺氧的正常咸度底层水,一个密度较低、咸度较低的顶层水,界面上下很少混合或有氧的传送。这个模式需要湿润气候或有较大的河流输入。当然 KCF 下部是在湿润的气候地区沉积的。在这个模式里发现的问题可综合为以下几点:

(1)在 KCF 上部沉积时期,蒸发岩形成的干旱气候条件下不可能有淡水帽,有机地球化学上没有轮廓分明的变化是显而易见的,这应说明水分层机制丝毫改变不了早期淡水覆盖。然而,HI 有向上逐渐稍增的趋势,与陆源干酪根输入的稳定下降相一致。

(2)尽管有上述情况,但明显缺乏预想中来自广大迳流的陆源干酪根。下伏希瑟层泥岩(巴通期到早牛津期)在地球化学上更象陆源(Field,1985;Thomas 等,1985)。

(3)动物群证据表明,存在连续向南流的含氧海流,例如可以搬运并支撑菊石。它可在假定的淡水帽下形成洋流,并成为一个简单双层模式的下层。但很难把它与滞流缺氧的底水层等同。

8.1 模式的重要性

该模式对石油勘探有几个重要含意:

(1)通常全部 KCF 海地区,向南直到碳酸盐岩相界,被认为是存在有效源岩的石油远景区。KCF 不大可能在这个相界的南面出现。

(2)KCF 海远景最小的部分是沿盆地边缘周围凸出到盐跃层上的高地,可能还有表层洋流速度最高的(这样有助于海水混合和阻止卤水形成)加拿大近海和格陵兰近海。但这并不排除那些有 KCF 堆积的加拿大和格陵兰向海一侧的隐蔽的、且可能存在时间较短的次盆地。

(3)还不知道现代有类似于 KCF 古地理、古气候和古海洋环境,因此可能滥用了与现代环境的对比,然而可能古代有合适的类似物。

9 讨论与结论

这里提出的模式是打算用来解释 KCF 的区域特征,与解释局部更详细情况的其它模式不矛盾。例如从韦塞克斯延伸到约克郡的颗石藻基准面可能正是藻繁盛层(Gallois 和 Medd,1979),虽然更可能是盐跃层的风暴扰动的结果,而不是陆源营养输入的结果。Tyson 等(1979)和 Oschmann(1988)援引了海水分层和水柱层 O₂/H₂S 界面及其以后的上下波动,以解释韦塞

克斯盆地的其它特征。Wignall 和 Myers(1988)已提出韦塞克斯盆地深海底含氧面上下波动(它表明成层体系的周期性扰动)的证据。在韦塞克斯盆地 Oschmann(1988)和 Myers 和 Wignall(1987)观察到 1~14000 年的时间尺度上的周期性,是在总模式上叠加季节性和长期性气候变动的一种特征。

也许只是特别要排除的模式是那些包含表层微咸水分层和意味着正的水平衡模式(如 Gallois, 1976; Barnard 和 Cooper, 1981)。还必须详细地描述一下依赖于热分层的模式,它似乎与来自北极大洋的向南流的含氧冷表层水流不一致(如 Tyson 等, 1979; Hallam, 1987)。Oschmann(1988)提出的详细模式则要求未必有的风和流向,并且没有明显导致缺氧的底水层的产生。

结论是,韦塞克斯盆地的基末利粘土层的典型剖面不代表其它地方这个层,特别是该相沉积延续很长时间的北海大部分地区。因此,它不能形成任可有生存力的沉积模式的唯一基础。然而它的确有特色,并提供了必定被可接受的模式所接纳的限制。没有证明海洋有机质生产率异常高,人们必须转向那些使产生的有机质得到特别有效保存的环境。海水分层体系与耗氧滞流底水层是相称的,特别从低约 15 m/Ma 的平均沉积速率来看。大多数气候证据、蒸发岩的存在和缺乏河流输入的沉积证据都表明,在限制性浅海湾由于蒸发作用,可能形成一些微咸水。它们可能下沉形成温暖的咸底层水,即简单的双层分层海水的下层。表层可能是从北方的北极洋流向南方的特提斯海的特别缓慢的洋流。表层流速每天约为 1 km 似乎是合适的。产生 WSBW 的蒸发作用也提高了水体的 $\delta^{18}\text{O}$ 。因此,在形成 WSBW 浅水盆地里的底栖动物群壳体,可能有异常重的同位素值,使得其视同位素温度太低。由于盆地中可能的灾变性的反转,北海中的 KCF 沉积停止了。它由 WSBW 或更可能是表层洋流的温度和/或咸度上的气候变化引起。要求的气候变化很小。KCF 沉积后,滞流的温暖咸底水被向南流动的冷底水流代替。它携带了足够多的氧,从而阻止有机质进一步的保存。