文章编号:1004-7824(1999)03-51-20

事件沉积:沉积物补给及相对 海平面变化的作用

王承书 编译

(成都地质矿产研究所,四川 成都 610082)

摘要:本文为事件沉积综述,要点如下:(1)根据河流悬移载荷和床沙载荷简要总结了不同地形 和气候区的剥蚀速率;(2)不同盆地充填物中泥砂的比例;(3)控制沉积物再活化的机理。在大 陆环境中,事件沉积(冲积扇上的碎屑流、扇三角洲上的崩塌作用和漫滩上的泛滥作用)的粒度 和频率直接反映了物源区的侵蚀作用和剥蚀面积与堆积面积之比率。在海洋环境中,沉积物补 给和近滨容纳空间的变化在很大程度上控制着地层层序的性质。在沉积物大量补给和低频率 海平面变化的情况下,巨厚的体系域内事件沉积(包括风暴岩)的差异很小。随着沉积物补给量 减少,事件沉积在低水位体系内不断聚集。如一些模式(差异性沉降和盆地边缘抬升)所示,相 对海平面的迅速下降突出反映了海岸及海底富砂沉积物的再活化(特别是在低水位早期)和延 迟河谷下切,所形成的海底扇多半以砂为主。而河流供给的大型扇则以浊积泥岩为主。在海岸 抬升的地区,河谷下切的时期比低水位期长,海平面变化可导致"上升脉动"和峭壁削蚀。三级 或高频率海平面变化的低水位沉积,在碳酸盐建隆边缘通常为粗粒骨屑和巨角砾岩;在混合体 系内通常为硅质碎屑浊积岩。在快速闭合的前陆盆地中,高频率海平面旋回通常只影响盆地边 缘两侧;而三级海平面变化直接控制靠近逆冲前缘的沉积层序和事件沉积的可能性也有限。由 于沉积物大量补给,各种事件沉积(如碎屑流沉积、砂质和钙质风暴岩和浊积岩)形成的时间间 隔一般为几十年、几百年,甚至数千年。在沉积物补给量小或以大规模块体流和巨浊积岩为特 征的环境中,其再现的时间间隔还更长。

中图分类号:P512.2 文献标识码:A

1 引言

事件沉积是缓慢堆积于盆地边缘的沉积物在极短期内再活化、再沉积的产物。一些作者(Clifton,1988)也将"灾变地质事件"这一术语用于受区域影响的异常高能事件。事件沉积 产于海相和陆相两种环境,但以海相沉积盆地研究居多。虽然具清晰沉积旋回的层序也形 成于非海相盆地中(Shanley 和 McCabe,1994),但"层序地层学"这一术语主要或仅用于受相 对海平面变化影响的海相沉积层序(Wilgus 等,1988; Van Wagoner 等,1990; Macdonale,1991; Vail 等,1991; Posamentier 等,1993)。

沉积物补给在层序地层学中的作用近年来已有论述(如 Posamentier 和 Allen, 1993; Schlager, 1993),但其在产生事件沉积方面的重要性却未能很好地确认。事件沉积可反映出 主要源区的侵蚀,或过渡沉积物的再活化。本文的目的是讨论各种沉积环境中常见事件沉积的形成作用,例如在海平面控制的环境中,块体流沉积、浊积岩和风暴岩是否主要或仅局限于低水位体系域内。因此,形成各种砂质事件沉积的砂也被考虑进去了,但块体滑塌等诱发机制却没有考虑,本文也未涉及火山喷发作用及其直接产物,如火山灰和火山碎屑。

2 剥蚀作用、沉积物流量和河流床沙载荷

2.1 概述

事件沉积(如以陆源物质或火山碎屑物质为主的陆地碎屑流、海底硅质碎屑风暴岩、块体流沉积和浊积岩)的粒度和频率主要取决于河流排出的沉积物,悬崖和海底的侵蚀在供给沉积盆地充填物中的作用微乎其微。

虽已测定过许多现代河流的 悬浮载荷,但具体沉积盆地中现 代和古代河流的沉积物补给量及 其流域相应的平均剥蚀速率仍鲜 为人知(表1)。特别是河流的砂 砾床沙载荷难于进行定量,除非 能测到水坝内或在相当长时间 (数十年)内流入湖泊或人工水库 中沉积物的体积。一般来说,由 于岩性、气候和地形的差异,小河

表1 各种数量级的河流体系中的沉积物流量

流域(地形)	气候区	剥蚀速率 (mm/ka)	床沙载荷(砂砾) 的比例(%)
阿尔卑斯山脉	温带	100 ~ 500	20 ~ 70
	热带—亚热带	200 ~ 2000	10 ~ 50
山区和低地	潮湿	20 ~ 200	5 ~ 10
	千早	5 ~ 50	10 ~ 30
低地	各种气候	10 ~ 50	0~5

悬浮载荷数据据 Einsele(1992), Milliman 和 Syvitski(1992);

床沙载荷数据据 Gregory 和 Walling(1973), Thome 等(1987)。

流域的剥蚀速率变化很大;如果是在大河的上游,所产生的沉积物一般比低洼处的主河道更 多。这不仅是由于地形一般较低的地方集水面积增大,而且也是沉积物在河流下游沉积的 结果。例如,现代亚马逊河在每年的洪水季节约有 50% ~ 60%的悬浮载荷沉积在冲积平原 上(Mertes,1994)。但自晚全新世以来,现在陆地上河流沉积物的堆积估计可能因海平面较 高而受到影响。由于低海平面交替期往往使原先堆积于陆地上的沉积物活化,沉积物长期 注入海盆形成海底扇,却不太受海平面高水位期河流沉积物堆积的影响。尽管存在这些问 题,本文仍力图证明沉积物的补给在产生事件沉积物中的作用。

2.2 砂的生成受控于地形和气候

距高山地区一定距离的大、中河流的床沙载荷主要为砂及少量砾石。图1总结了不同 气候区的平均剥蚀速率,补充了沉积盆地边缘河流砂(砾)的比例,用总机械剥蚀速率的百分 数表示,图中未考虑流域盆地不同的岩石类型,但假定不以碳酸盐或页岩为主。

不管气候如何,地形相似的地区砂(或床沙载荷)的生成速率也近乎相同,因为与热带气候条件相比,在温暖干燥的气候条件下机械剥蚀速率总的来说较低,主要通过较好地保存砂级颗粒而得到补偿。图1示出根据高度/时间单元作出的砂(砾)生成速率,因而可推测出某一厚度的砂质事件沉积可能再现的时间间隔。例如,如果剥蚀面积(DA)和盆地面积(BA)相等,砂的分布均匀,那么从中等地形区输出的砂(砂的生成率为 20mm/ka)在 5ka 内就能在全盆地范围内形成 10cm 厚的砂质浊积岩。

2.3 根据盆地充填物推测沉积物流量

根据河流搬运物充填的盆地研究,可间接地获得河流的长期平均沉积物流量。如果已

知某个或若干个线状排列的盆地全部 陆源充填物的粒度分布,就可确定泥 和粗粒河流物质的比例。此外还必须 考虑到,补给过量的盆地(如山间地 堑)首先接受粗粒沉积;而距离较远的 盆地(如距海岸一定距离的海洋环境) 则常常为较细物质的最终归宿。

表 2 列出前陆盆地和海底扇粒度 分布的估算值。在河控盆地(如亚喜 马拉雅前渊新第三系锡瓦利克群)中 以砂砾为主,较细物质已向下游搬运。 除内缘的砾岩外,浅海前陆盆地往往 沉积砂页岩或泥灰岩。阿尔卑斯北部 磨拉石盆地的特点是既含海洋沉积, 又含大陆沉积。在这种情况下,相当 大一部分河流泥砂在前渊以外的遥远 地区损失掉了。

海底扇出现于大陆地壳或过渡地 壳的陆棚地区以及大洋地壳的深海地 区,接受未在河流上游沉积的床沙载 荷的残余物。大型深海扇也沉积大部 分河流的悬浮载荷,但小型扇却将细 粒物质散布到海底其它地区。新第三



 (mm/ka或 m/Ma)(据 Einsele, 1992 修改)
1. 源自高山地区的河流; 2. 流经气候条件不同的高山和 低地的河流。注意砂的产生速率几乎不受气候的影响。
此外,高山地区的气候条件多半变化不大

纪至现代的中小型扇和放射状扇通常以砂为主(表 2, Barnes 和 Normark, 1985; Stow 等, 1985), 其与靠近中距离山间源区流出的河流点源有关,或与海底峡谷内砂的沿岸搬运有关,例如北 海的古代海底扇由海岸和附近的丘陵地区及山区供给沉积物,其砂含量为 20% ~ 30%(表 2, Reynolds, 1994)。许多小型放射状扇的砂/页岩比值均大于 70:30(Reading 和 Richards, 1994),如法国东南始新世 Grès d'Annot 扇(Stanley 等, 1978)。相比之下,由河流供给沉积物 并远离高山源区的大多数大型现代海底扇(表 2)则以泥为主。这证明了一个事实:当进入 海洋时,其补给体系携带的悬浮载荷比床沙载荷多得多。Reading 和 Rechards(1994)根据粒 度和补给体系(包括近滨系统)对各种海底扇体系进行了系统综合研究。

为了定量说明这些关系,对 20Ma 以来喜马拉雅地区布拉马普特拉河和恒河的沉积物 流量进入了简要的总结。这些河流流域的范围可能与喜马拉雅山脉加速隆升与剥蚀的早中 新世的范围相似,并充填了一系列盆地。第1个盆地,即印度、尼泊尔和巴基斯坦境内含河 流磨拉石的亚喜马拉雅前渊(新第三系锡瓦利克群)主要被砂(70%~80%)、砾(约10%~ 20%)(部分为层间碳酸盐结核和铁质结核)充填,构成泥质夹层的粉砂和粘土占盆地充填物 的10%~20%。这与距该前渊很远的孟加拉国现代布拉马普特拉河的观察结果正好一致, 即该河形成的沙洲和岛屿主要由砂(60%~90%,余者为粉砂)组成,虽然砂仅占沉积物载荷 总量的20%左右。但最后一个盆地,即孟加拉扇——悬浮的河流载荷最终在该处沉积下来

	老 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王 王		粒级	(%)			
	2	砾	砂	粉砂和粘土			
亚喜马拉雅前渊		10	75	15			
前陆盆地 ^{1,2}	阿尔卑斯北部磨拉石	10	50	40(含泥灰岩)			
海底扇3(浅水区)	北海		20 ~ 30	70 ~ 80			
	地中海西部(埃布罗, Cengio)		砂为	主			
深海扇⁴(中等,放射状扇)	加利福尼亚边缘地 (布兰卡, La Jolla, Ferreto, Navy 等)		砂为	主			
	阿拉斯加		砂为	主			
	亚平宁山脉(古代扇)		砂为	主			
	密西西比扇5	-	20	20			
	亚马逊		泥 为	主			
	孟加拉		泥 为	主			
深海扇4(大型、长条状)	印度河		泥 为	主			
	尼罗河		泥 为	主			
	蒙特里(加利福尼亚)		泥 为	主 主			
	莱茵河		粗粉	砂			

表 2 某些盆地和沉积体粒度估算值

1. 仅包括部分冲积扇; 2. 资料来源据 Geyer 和 Gwinner(1986)、Homewood 等(1986)等; 3. 据 Reynolds(1994); 4. 据 Barnes 和 Normark(1985); 5. 据 Stow 等(1985)估算。

—却以泥为主。

从表 3 可以看出, 喜马拉雅地区的 河流在近源冲积扇和辫状河流中沉积了 大部分砾石载荷之后,携带了约 30%的 砂和 70%的粉砂和粘土。大部分砂沉 积在该前渊(至少 30%)、孟加拉盆地 (进积古代三角洲)和年青的三角洲 (50%左右)内,约 20%的河流砂到达孟 加拉扇。经过约 3000km的搬运之后,远 源的孟加拉扇沉积物中砂的平均含量约 为 5%、粘土含量 20%~40%,其余为粉 砂。喜马拉雅地区河流中仅约 3%左右 的悬浮载荷(粉砂和粘土)滞留在亚喜马

表 3 亚喜马拉雅山系盆地至孟加拉扇 20Ma 以来沉积物的体积和粒度

	沉积物体积 ¹	粒 级 ² (%)				
	(×10 ⁶ km ³)	砾3	粉砂和粘土			
恒河-布拉马普特拉 河前渊(无冲积扇)	1.2	85 15				
孟加拉盆地	0.9	50	50			
三角洲和前三角洲	1.1	40	60			
孟加拉扇	3	10	90			
整个流域系统	7.1	30	70			

1. 干的固体沉积物,据 Einsele 等(1996);2. 利用沉积物剖 面和测井记录所作的粗略估算值,据 Willis(1993), Reimann (1993), Emmel 和 Curray(1985), Stow 等(1990);3. 含少量砾 石;4. 按照不同盆地充填物的体积加权

拉雅前渊内,而几乎80%的悬浮载荷沉积在孟加拉扇上。

另一个类似的例子是密西西比河及其深海扇。Stow 等(1985)提出,这条河流现携带的 床沙载荷(砂)为固体载荷总量的 5%~10%,但其海底的砂含量看来至少为 10%~25%。 造成这一差异的原因可能是由于冰期河流输砂量较高,河流坡度较陡以及河流流域植被减 少。更新世砂岩看来局限于扇舌体系甚至远端外扇舌内的河道化地段。 这些实例表明,只有在充分了解整个盆地或一系列盆地的充填物之后,才有把握确定所 搬运的整个剥蚀-堆积体系的粒级,而且必须考虑沉积物分布体系的时空变化。

3 冲积扇、扇三角洲和湖泊三角洲的事件沉积

冲积扇上沉积物的沉积作用受到三种作用的控制:河道内河流沉积物的正常搬运、片流 和沉积物重力流(如 Blair 和 McPherson, 1994)。这些作用都是不连续的,本文只研究形成碎 屑流沉积的作用。某些范围的碎屑流主要出现于高坡降河流和溪流流经的山麓带(图 2a), 携带着山地和河谷边坡风化作用提供的大量沉积物。假定平均剥蚀速率为 20cm/ka(干燥 一半干燥气候),剥蚀面积与盆地面积(碎屑流的面积范围)之比 DA/BA = 10,那么在 200 年 的时间间隔内就能形成平均厚度为 0.4m 的碎屑流。当然不同的 DA/BA 比率、剥蚀速率和 特大暴风雨的偶然降临均导致出现不同间隔和厚度的事件层。气候从半干旱变得较潮湿, 在源区一般形成土壤和茂密的植被,因而大大地减少碎屑流事件的发生(如 Wells 等, 1987)。 那么以后再回复到较干燥的气候条件就可能使土壤剥离,并使沉积作用增强。

沉积作用也发生于砂砾质陡壁河流和扇三角洲(图 2b, 吉尔伯特型三角洲。这些三角 洲类型综述见 McPherson 等, 1987; Postma, 1990)。推进到静水体中的冲积扇或辫状河流将其 床沙载荷和部分悬浮载荷倾注到前三角洲上坡。由于过度陡峭而使斜坡坍塌, 造成沉积物 重力流和浊流。吉尔伯特型三角洲层序的厚度为几米到 100 多米。随着沉积物补给量和粒 度的增加,其前三角洲斜坡变陡(通常为 20°~30°以上), 前积层明显成层(层厚为几十厘米 到大于 1m)。陆上扇或辫状平原的进积和沉积物的徐徐补给以及粒度的减小(主要为砂和 粉砂)往往形成前三角洲缓坡,并从碎屑流为主转变为滑塌和浊流。

崩塌作用是由于堆积在过度陡峭的斜坡上的物质阵发性地顺坡运动而产生的。这些碎 屑流形成的席状或舌状块状层,可扩展到整个三角洲斜坡,或向上、向下尖灭,或地过渡为底 积层。这些事件层的内部结构和碎屑的叠瓦状排列反映其在陡坡上的位置。碎屑的粒度从 上到下要么增加,要么减小。崩塌和其它沉积事件的受控方式与前述冲积扇相同,现代实例 包括挪威和不列颠哥伦比亚海湾的粗粒三角洲。

砂泥为主的前三角洲往往表现为颗粒流、泥流和浊流。考虑到山脉附近大多数湖泊沉积速率较大(1~10m/ka),薄层细粒浊积岩的再现间隔为几年至 100 年左右。

4 河流体系中的事件沉积

迄今为止,辫状河和曲流河体系中的事件沉积尚未界定。有两种幕式发生的作用,沉积 了某种范围的沉积层:

(1)在漫滩泛滥期间靠近河道形成的决口扇或席状决口扇沉积。这些沉积物为细砂和 粉砂,侧向上向泛滥平原边缘变薄并尖灭。

(2) 漫滩沉积物,"漫滩细砂岩"或"泛滥沉积物"

此外,流经冰川地区的一些山区辫状河流中罕见特大洪水期形成的事件沉积呈现特殊的类型,这种特大洪水称为"火山融冰洪流"(冰岛),主要是由于冰坝或冰碛坝后储存的融水迅速释放造成的。其沉积物通常厚几米,沉积层序向上变粗、变厚,然后变薄、变细,反映出水流先增后减之趋势。细粒物质上覆、下伏的交错层状粗砾代表洪峰流量(Fraser 和 Bleuer, 1988; Maizels, 1989)。



图 2 含事件沉积的沉积物堆积体系变化情况 Gm, Gms. 块状砾石, 颗粒支撑或杂基支撑; Sm. 块状砂; TS. 浊积砂; TM. 浊积泥; MF. 泥流; OF. 漫滩细砂; AG. 沉积物加积; SUB. 沉陷

辫状河流的近源河段也含碎屑流沉积,但洪水事件一般很少有机会保存于这些体系内。 在迅速拗陷和沉积物加积的辫状河流体系内,除了河道充填物外,还见有粉砂岩和泥岩。例 如,Bentham 等(1993)报道过西班牙北部比利牛斯前陆盆地始新世的辫状河流沉积,其中 40%以上为广泛产出的泛滥平原砂泥岩。在属于大陆相弧前盆地充填物的藏南始新统(?) 曲乌组也出现类似的砾质河道沉积与微红色泛滥平原沉积互层。

在这种情况下,我们认为气候变化控制着沉积环境的戏剧性变化。

在广阔平坦的曲流河冲积平原上常见大大小小的洪泛事件。虽然细砂也出现于洪水最

(3)

强的地区,但泛滥平原沉积主要为悬浮的河流载荷,即粉砂和粘土级颗粒。每次较大洪水形成的沉积物厚达数毫米至数厘米,呈粒序或细纹层状、交错层状。但这些构造又不同程度地被植被、生物扰动作用和成土作用(包括碳酸盐结核和铁的氢氧化物)所破坏。植被稀疏或无植被地区的古代漫滩沉积常常变红。

在河道稳定的地区,沉积物主要为漫滩沉积。各个地区洪泛事件再现的间隔很不相同。 在著名的尼罗河陆上三角洲平原上,历史上每年都有洪泛发生,导致了 10m/ka 左右的漫滩 细砂岩沉积。同样地,季风控制的季节性沉积作用在其它若干河流体系内每年都造成洪水, 但这些洪水的大小及其漫滩细砂岩的性质和厚度却年年不同。在亚马逊河中游,几年一次 的洪水沉积的漫滩细砂岩为数厘米(Mertes, 1994)。其它河流体系的洪泛事件更少,更无规 律,间隔为 10~100 多年不等。

运用上述剥蚀-堆积概念,假定机械剥蚀速率为 100m/Ma(各种地形,潮湿至半干旱气候,悬浮的河流载荷为沉积物总量的 80%),则漫滩细砂岩为 40m/Ma。这一数值也可从面积比 DA/BA = 5(剥蚀面积 5×堆积面积)和该泛滥平原上悬浮河流载荷总量中 10%的散落物得出。如果一次洪泛事件留下 2mm 厚的沉积层,那么堆积 40m 厚的漫滩细砂岩每百万年就需要 20,000 次洪泛事件,这些事件再现的平均间隔为 50 年。

5 海相事件沉积

5.1 沉积物的补给、分布和再活化

在受到波浪和水流作用影响较大的开阔海岸,河流中的沉积物相继堆积于两个主要地带:(1)海岸(三角洲前缘、河口湾、防护海滩和海岸砂丘、前滨带);(2)大陆棚。在这些地方, 河流沉积物可能与其它来源(如峭壁和海底侵蚀作用)的物质混合在一起。而悬浮的河流载 荷,即粉砂和粘土,通常到达陆棚甚至更深的水体中。砾石则沉积于河口附近及相邻海滩。 残留于海岸带的砂往往向岸、离岸及沿岸搬运,直到被圈闭在海底谷地或堆积在波浪和水流 减弱的地区。同样地,受水流影响的陆棚地区的沉积物也能运移到峡谷头、陆棚三角洲斜 坡、外陆棚的深水部分或大陆坡上部等地区。

被动边缘环境相对平面下降引起沉积物活化的各种方式示于图 3。

(1)由于浪基面下降,波浪和水流引起的海底侵蚀作用向盆地扩展。

(2)河谷下切到海岸沉积物和上游的冲积平原。如果海平面迅速下降,海岸带就可能形成另外一些短小的河谷。

(3) 三角洲前缘或陆棚边缘均有利于斜坡坍塌、重力块体流和浊流的发生。在这两种情



图 3 与海平面有关的沉积物活化的各种方式(解释见正文)

况下,海平面的下降相对较快。

应该提及的是,前三角洲斜坡的不稳定性也出现于现代环境,因此不一定与相对海平面 变化有关。然而斜坡上或斜坡附近松软未固结沉积物是诱发大规模斜坡坍塌的强有力机 制。由于浮力下降,下伏沉积物不堪重负,剪切应力越来越大。镶边碳酸盐台地上浮力下降 也可能在三级层序的底部导致形成部分钙质巨角砾岩(参见图 10),尽管在这两种情况下, 其它一些作用也可能同等重要。

5.2 硅质碎屑风暴岩和生物碎屑风暴岩

在前滨带和内陆棚带形成的风暴岩的产状和频率主要受陆源沉积物补给量的控制,或 者在有生物碎屑物质的情况下,也受到碳酸盐产量的影响。当海岸山脉的河流载荷直接进 入浅海盆地时,在砂沿滨搬运并未大量损失的情况下,海岸线可向海推进。假如滨面砂(砾) 为 10m 厚,山脉的范围(图 4)和快速的机械剥蚀(500~1000m/Ma,其中 200m 为砂砾)使得海 岸以高达 1m/a 的速率推进。这一假定是根据有关现代陆棚地区全新世砂的堆积资料作出 的(Kolpack,1986)。河流和峭壁侵蚀提供的砂的沿岸搬运筑成的海岸砂堤可能以 0.2~1m/ a 的速率向海推进。最著名的现代实例之一是德克萨斯湾海岸加尔维斯顿岛的砂体。

硅质碎屑砂质风暴岩由前滨带的再沉积砂组成。在上述进积扇三角洲前缘和海岸砂堤 内,沿岸各单位时间和长度内砂的有效体积曾在400~2000年内就形成宽20km、厚0.1m的 砂质风暴层(风暴岩)。如果这种砂完全为生物成因并形成于浅水(碳酸盐的产量为10cm/



图 4 具大量陆源沉积物(砂)的沉积环境

这些沉积物是由人海河流或经沿岸搬运提供的。一个 10m 厚砂席的岸进以及浅水砂质风暴岩和深海扇上砂质 浊积岩重复出现的间隔是根据砂的补给量计算出的,假定这些砂层都具理想的几何形态。在直接由河流供给 的扇体系内,已考虑到剥蚀面积与堆积面积之比率。详情见正文 ka),补给如硅质碎屑那样相同范围和厚度的砂席则需 1000 年时间。虽然各地风暴岩垂向 层序中区域范围和厚度千差万别,但这些半定量模式表明,即使砂的补给量很大,砂质风暴 岩的再现间隔约为 1000 年。砂的补给量减少会使有限范围内的风暴岩变薄,或再现的时间 间隔变长。相对海平面下降可能使沉积于三角洲平原和沿岸的砂质物质再活化,因而在三 级或更高级别沉积层序的高水位体系晚期和低水位体系早期有利于风暴岩的形成。河流沉 积物补给有限的低洼海岸以外的浅海则很难形成硅质碎屑风暴岩。

5.3 深海扇和斜坡裙的事件沉积

这些环境中常见的事件沉积为重力块体流和砂泥质浊积岩(图 2c、2e)。

(1)河流供给的泥流和泥浊积岩

实例:某河流排出的沉积物量为 2×10⁵km² 的一座山脉(近似于阿尔卑斯山的航测范围),单位沉积量较大,为每年 250t/km²(Milliaman 和 Meade,1983),相当于约 100m/Ma 的平均 机械剥蚀速率。如果 50%的河流载荷到达前三角洲斜坡,该沉积体系就达到 10km³/ka,或 者能形成每 1000 年航测范围为 2000km²、厚度为 5m 的一个块体流(假定侵蚀岩类和堆积物的密度相同)。现代海洋中块体流的体积为 0.001 ~ 20,000km³(Schwarz,1982; Einsele,1992),可见假设的这一块体流的大小为中等。根据这一估算,很明显,即使在供给大量沉积物载荷 的主干河流的河口处陆续堆积沉积物,大型块体流需要的时间间隔也更长。

许多泥流均转变为泥质浊流,最终形成泥浊积岩。如表 2 所示,大多数现代深海扇以及 肯定有许多古代深海扇均以泥为主。这些小规模的沉积物再分配现象出现的频率通常比大 的泥流或砂质浊积岩出现的频率大得多。已知泥浊积岩的厚度和区域范围,其再现的间隔 可用与上述泥流相似的方法估算出。位于印度洋的大型远端孟加拉扇上常见的粉砂质、富 粘土泥浊积岩厚度达几厘米到几十厘米不等,其每一浊积岩事件沉积的数量级均约大于 500年(Stow等,1990),并在很大程度上控制着沉积速率(5~10cm/ka)。较小的盆地(如地中 海或加利福尼来边缘地的特殊海槽)中泥浊积岩再现的间隔稍短,为几百年(Rupke 和 Stanley,1974;Malouta 等,1981)。狭长深邃的加利福尼亚湾盆地上新世至第四纪的泥浊积岩平均 厚度为 20~50cm,出现的时间间隔长得多,为 2~8ka(Einsele 和 Kelts,1982)。

(2)斜坡裙

斜坡裙由距海相三角洲一定距离的海底斜坡坡脚的沉积物重力流和少量浊积岩形成 (图 2d)。其沉积物并不直接由河流供给,而是受洋流和海平面变化的影响使沉积物重新分 配的结果。此外,许多斜坡裙还含有陆棚上形成的生物碳酸盐,或者含镶边碳酸盐台地物 质。因过度陡峭造成斜坡坍塌,或因等深流造成斜坡底部掏蚀,重力引起的斜坡崖可能演变 为海底峡谷,并将侵蚀物质倾泻到坡脚。海底峡谷继续掏蚀,进一步促使斜坡裙的生长。一 些斜坡裙也与造成陡崖和岩崩的断裂作用有关。但在许多情况下,斜坡裙都以泥为主,因为 除了前三角洲地区和某些碳酸盐台地外,上斜坡沉积物堆积的速率通常较低(每千年约为几 厘米),故地史中斜坡裙的大小往往受限,沉积事件再现的间隔可能很长。现代海洋盆地在 大陆坡脚有数量可观的斜坡裙,其可能受到晚第四纪高频率海平面变化的强烈影响。

(3)河流供给的砂质浊积岩

为了评价深海扇砂的补给,有两个主要环境应加以研究(图 4):在河流三角洲前形成的 扇,或由海底峡谷储集的砂沿岸搬运形成的扇。

河流供给的深海扇可接受来自距海岸有限距离的山脉的沉积物,这种扇往往以砂为主,

其生长取决于源区剥蚀速率和剥蚀面积与扇面积之比(DA/BA),以及取决于河流输砂量和 在被搬运到海岸途中砂的损耗。如果剥蚀速率为中等,砂的补给为10m/Ma,DA/BA为1,则 形成0.1m厚的砂质浊积岩体的时间间隔为10ka。在此例以及下列情形中,假定浊积岩扩 展到整个扇区,也仅仅是I-型浊积岩沉积才如此(Mutti和Normark,1987;Einsele,1992)。如 果部分河流床沙载荷遗留在冲积平原上,则再现的间隔变长。假如来自山脉的砂的补给量 异常高(剥蚀作用产生的砂为200m/Ma,图1),广泛产出的砂质浊积岩再现的时间间隔则降 至 500年。扇舌上分布不太广的浊积岩或洪水淹没区的薄层浊积岩产出更频繁。如果这种 扇是在广泛的海洋盆地中形成的,且面积扩大到剥蚀区的5倍,则广布的模式浊积岩的再现 间隔为2500年。相反,在狭窄盆地中空间有限的扇区(剥蚀区的1/5)则可能形成较厚的砂 质浊积岩和/或高频率浊积岩事件(再现间隔为100年)。

(4)由沿岸砂搬运供给的海底扇

砂沿岸搬运,直至达到海底峡谷。根据现代高能海岸砂搬运的实测资料(如 Emery, 1960;Chorley等,1984;Carter,1988),假定浊积岩的面积范围如图 4 所示,按这种机制,在 600 ~3000年内就能形成厚达 0.1m 的砂质浊积岩。这仅仅适合于砂的搬运量很大的海岸带。 考虑到平面的变化,应该注意这种类型的富砂海底扇也可能形成于海平面上升期,特别是当 峡谷-扇体系由海侵残余陆棚砂供给时(Reading 和 Richards,1994)。

5.4 与相对海平面变化有关环境中的事件沉积

相对海平面变化在很大程度上控制着海岸带沉积物的堆积与再活化,尤其重要的是沉 积物堆积空间 A'和沉积物补给 S'变化的速率。海平面下降常常促使沉积物补给到深水而 形成事件沉积。反之,沉积物补给的变化也能大大改变地层层序的特征。在沉积物补给控 制的环境中,甚至削弱或阻止海平面变化对层序和准层序的控制。据此,海平面变化的频率 和幅度也很重要。

(1)沉积物补给量很大的海相三角洲

在这些环境中,沉积物补给速率 S'常常大于相对海平面上升时的堆积速率 A'。周期 为1至数百万年的低频率(三级)海平面变化旋回通常如此。即使在海平面上升期间,补给 充足的三角洲也可能继续向盆地推进,例如在被动陆缘环境中,三角洲前缘向陆棚推进,达 到陆棚坡折处,并在此保持其位置。尔后斜坡坍塌和沉积物重力流不但影响到前三角洲层 序和深水扇层序的低水位体系域,还在其后的体系域期间仍将继续,尽管速率较慢(图 5)。 这说明象碎屑岩、泥流沉积和浊积岩这些事件沉积均可出现于海底扇的所有体系域内。

当然,具大规模底部重力块体流的许多三级三角洲低水位沉积的实例(盆底扇和斜坡扇组合,例如 Vail 等,1991)并不反映沉积物补给量大,而仅仅为中等。随着陆源物质补给的增加,事件沉积也出现于高水位晚期相对海平面开始下降时。在这种情况下可能形成水道-天然堤沉积,小至中等浊流在深海扇舌上也可能形成 II 型和 III 型浊积岩(据 Mutli 和 Normark, 1987)。三角洲前缘的加积作用加速(图 5,也见 Kolla 和 Macurda,1988)。随着沉积物补给的进一步增加,甚至海侵体系域也往往呈现事件沉积,这类环境在常见的层序地层学模式中很少涉及。Vail 等(1991)指出,河流-陆上高水位三角洲组合往往捕获较粗的沉积物,这就会使水下前三角洲沉积物较之相应的低水位三角洲沉积物更粗。

在高频率、高振幅海平面变化(如周期为 20~100ka,幅度为 100m 的冰海相旋回)的情况 下,A'常常大于 S',即控制三角洲体系的沉积物的补给不能与基准面的急剧变化同步。结



图 5 海平面上升期大量的陆源沉积物补给(SS)和三角洲的连续推进形成的厚层层序,其可能含水 道-天然堤体系和所有体系域的浊积岩,如海侵沉积(TD)和高水位沉积(HSD)。相反,差异沉降的 沉积物饥饿的陆棚-斜坡环境则以与海平面有关的侵蚀不整合、滞留沉积、某些风暴岩和低水位 期间形成的块体流沉积为特征的薄层层序。斜坡水道主要被海侵沉积和高水位沉积充填

果,在低水位期间,尤其是在相对海平面急剧下降的低水位早期就首先出现不稳定的斜坡条 件和沉积事件。尔后,由于海岸带沉积物的堆积能力下降,浊积扇沉积发生进积。如果海平 面继续下降,其速率超过沉降速率,那么海岸平原和前三角洲台地上的侵蚀作用就将提供另 外一些沉积物。当陆棚上峡谷下切,在海侵期间继续向陆扩展时,具砂质浊积岩的大量沉积 物堆积正如晚更新世—早全新世的密西西比扇那样可持续到海平面上升的中晚期。

在陆地河流极易改变其河道的海平面高水位期三角洲的侧向迁移可使前三角洲低水位 扇沉积和其后的体系域之间形成鲜明的对比。上部的海底扇海侵高水位沉积往往凝缩,或 不同程度的缺失。详细研究的实例是更新世的密西西比扇,其海底水道-天然堤体系随着时 间的变化从西南向东北迁移。

现代陆上密西西比三角洲及其地下沉积表明,大量的沉积物补给几乎与迅速的全新世海侵同步(Boyd等,1988)。威斯康星1型不整合以在 70~100m 深处形成的土壤为标志,之上不仅为厚层低水位沉积,也有厚层海侵体系域,其上年青的高水位沉积向盆地推进。证明全新世海侵和现在的高海平面期山区水系大量补给河流沉积物的又一现代实例是加利福尼亚边缘地(Schwalbach等,1996)。该区的几个深盆(如靠近海岸的圣莫尼卡和圣佩德罗盆地) 在这一时期维持着活跃的水道-天然堤体系。其伴随的扇和盆底沉积记录了时间间隔为 100 年至数百年的全新世浊流事件。

(2) 沉积物补给量中至低等的被动陆缘环境

讨论这些环境中沉积物的再活化,必须对上述层序地层加以研究,并考虑到河流下游的 坡度(大中型河流为0.2‰~0.02‰)比陆棚或其它浅海海底的坡度(平均值为1‰~5‰,Miall,1991;Nummedal等,1993)小得多。不仅现代陆棚如此,多数古代陆棚海也很可能如此。 浅海波浪和水流的作用造成了浅海较均衡的地形,特别是三级海平面变化期间更有足够的



时间。图 6a 为海岸线附近进入坡度变化较大的陆棚和洋盆的中型河流纵剖面图。

图 6 (a). 中型河流和陆棚纵剖面坡度(每哩);注意从冲积-三角洲平原到陆棚海底转换处明显的坡 折;(b—d). 海平面下降拐点、海平面下降变化速率和平衡点迁移之间的关系

图 7、图 8 中的模式仅为图 6a 纵剖面的小部分,代表差异沉降速率不变的海岸盆地(缓 坡环境),主要研究一个海平面变化旋回内相对海平面最高点和最低点的时间间隔和海平面 下降的平均速率。实际上,在海平面变化的半旋回中,这些速率是变化的,在海平面曲线的 拐点处达到最大值(图 6b、c)。这就是为什么平衡点的位置,即海平面下降速率与沉降速率 相等,先向盆地迁移,然后又向陆迁移的原因。

模式 a 陆棚带缓慢地差异沉降和三级海平面大幅度下降(图 7a)。由于海平面下降速 率变化,滨线或海岸线也随着不同的速率向海推进,广袤的陆棚区遭受侵蚀。考虑到平衡点 的迁移,受相对海平面下降影响的陆棚宽度变宽。这一地带称为"B带"(Posamentier 和 Allen,1993),其特点是作为一个海平面旋回期间有时海平面下降速率超过沉降速率的地区。 除出露的内陆棚外,该带的浅水地带遭受海底侵蚀。海平面下降之后,陆地河谷深切,并向 上游推进。由于暴露的陆棚上原先极度陡峭的河流坡度及河谷切入较老的未固结三角洲沉 积和河流平原沉积,海平面下降的前半期陆棚物质的体积比以后的更大,其间由于河谷下切 作用继续减退,河流的坡度减小。这就是为什么早期低水位沉积趋于较厚、富砂和沉积物重 力流的原因之一。新的河流坡度到底向陆地多远才能达到其最初很平缓的平衡剖面是时间 的问题和下伏岩石侵蚀程度的问题。此外,还必须克服从构造转折线向陆的上升。总之, (假定对该模式)约 1Ma 的时期能够侵蚀掉相当多的物质。如果海平面变化幅度比该模式 小,那么狭窄的陆棚带就会受到影响,河流下切提供的侵蚀物质的体积就会减小(图 7c)。

模式 b 陆棚带的快速快速差异沉降和三级海平面大幅度下降(图 7b)。滨线向盆地推进和平衡点的迁移均受限,但仍属 B 带范围。陆棚坡度变陡,使河谷下切和河流侵蚀作用



图 7 由差异沉降与不同频率和幅度的全球海平面变化控制的缓坡环境中的"滨线迁移"及河谷下切 (a).(三级)海平面下降速率大于沉降速率;(b).(三级)海平面下降速率局部小于沉降速率;(c).(米兰科维奇)海平 面下降速率比沉降速率大得多。注意在海平面曲线转折(T₂)时向海推进很远的平衡点和陆地河谷下切随着时间 的推移而通近新的平衡处。B 带也受海平面下降的影响(详情见正文和图 6b-d)

的减退都比模式 a 更快。远离滨线的平衡点向海迁移可能开始形成海底峡谷,虽然这一过 程的时间向盆地减少。可海底侵蚀地形在其后的低水位期以及重力块体流和浊流作用下可 能变深。因河谷下切和海底侵蚀而来的物质可重新沉积于比模式 a 更近的陆棚区域,即 A 带内沉降总是大于相对海平面下降的地方,大大增加的沉降速率(沉降总是大于海平面变化 速率,包括该模式的向陆部分)当然会导致持续海侵,阻碍含体系域的各种沉积层序的形成。



图 8 如图 7,但海岸出现差异抬升 当抬升速率超过海平面上升(d)速率时,海平面和"滨线"(e)的相对波动则停止(详情见正文)

模式 c 快速沉降与高频率海平面变化相结合(如更新世的冰海相旋回,图 7c)。在该 情况中,海平面下降速率极高,甚至大大超过快速沉降的速率,产生了与模式 a 类似的情况。 滨线向盆地推进主要受控于海平面变化旋回的幅度,平衡点又迁移到远离滨线外,因而使可 能发生海底侵蚀作用的 B 带变宽。可在一个冰海相旋回中陆地河谷下切的时间与三级旋 回相比很短。结果,河流不能充分地调整被降低的地层基准面(Shanley 和 McCabe,1994),因 此不能形成新的平衡剖面。河谷下切及海底波浪水流侵蚀产生的侵蚀物质往往有限。实验 研究表明,海平面快速下降以及前滨和内陆棚带坡度变陡可使平行于较大河流的天数新的 短小河谷下切(Wood 等,1993)。这些河间河谷流经广泛出露的海岸带地区,使作为包括砂质事件沉积在内的富砂低水位陆棚和陆棚边缘三角洲再沉积下来的较老的海岸沉积和前滨沉积再活化。

(3)抬升和各种演化积物补给的缓坡环境

这种情况常出现于会聚板块边界处。在这些地方,活动的岩浆弧往往抬升,因而大大地 影响着相邻弧前盆地和弧后盆地的沉积作用。关于海平面变化对活动边缘影响的模式和实 例已有叙述(Macdonald,1991),但这种相互关系的概念格局,即全球海平面变化与抬升控制 的相对海平面变化之间的关系看来还未彻底弄清。为此,也由于地层分辨率不够,即使含各 种沉积层序的古代弧前盆地或弧后盆地的良好剖面也不能有把握地加以解释。这些层序究 竟反映了构造-岩浆幕式活动,还是反映了全球海平面变化,或两者兼而有之? 围绕这些问 题总是争论不休。活动边缘上突发的构造运动可能烙上全球性海平面变化的印记,因而限 制了层序地层学的预期值。下列两种缓坡模式(图 8)证明了 1.5 个三级全球海平面变化旋 回(幅度为 100m,海平面升降的平均速率为 100m/Ma)以及海岸差异上升(上升的速率向陆 逐渐增加)的 4 个阶段。

模式 d 持续抬升的速率(100~150m/Ma)超过海平面变化速率(图 8d)。滨线阶梯式地向盆地推进(或海退),在海平面上升的转折点周围"停滞",这可以不恰当地称为"上升脉动"。由于坡度较陡,海平面下降期滨线迅速向海移动,使坡度较陡的河道大大延长,因而有利于陆地河谷向上游下切,致使事件沉积的形成。河流是否达到新的平衡取决于海平面变动的周期和下伏岩石的侵蚀程度。T₃和 T₅时间点之间几乎稳定的滨岸相可导致峭壁大量侵蚀,但对人口河流的坡度影响并不太大。河流沿其现在的河道继续掏蚀将为陆棚上的进积楔提供适量的物质。随着滨线迅速退却,下一次海平面下降又将使河流的坡度和河谷的下切加剧,使较老的滨外沉积物得到改造,最后迫使三角洲楔状体进一步向盆地迁移;如果陆地抬升速度加快,则加速其发育。海平面上升期间明显的"停滞"消失。海平面变化幅度减小时也会出现这后一种情况。在这两种情况下,相对海平面持续下降,滨线朝海退却,但两种作用的速度却不同,均不能形成正常(三级)海侵或高水位体系域。

某些地区地弧前盆地沉积,如南极洲亚历山大岛侏罗纪一白垩纪沉积(Butterworth, 1991)、藏南白垩纪—老第三纪复理石沉积(Einsele等,1994)或中美洲第三纪剖面(Winsemann 和 Seyfried,1991),均反映了这样的条件。中美洲盆地的沉积物仅为长周期(二级)沉积层 序,亚历山大岛的沉积物仅为叠加有"构造脉动"和间隔较短的海平面快速下降的厚层海退 巨层序。

模式 e 差异上升速率(50~100m/Ma)小于或等于海平面变化速率(平均为 100m/Ma, 图 8e),使滨线迁移发生不对称变化,包括短期低幅相对海平面上升。海平面下降期间陡峭 的河流坡降促使河谷下切,而陆棚上的沉积物楔则迅速生长。海平面上升期的特点是河谷 下切侵蚀减弱,少量沉积物进入陆棚盆地,一些河谷甚至被充填。因此,滨面及陆棚沉积物 如沉陷盆地环境那样反映了所有的体系域,但以低水位沉积为主。

安第斯弧后盆地的海平面变化仅反映在岩浆弧相对宁静期的沉积记录中(Hallam, 1991)。这意味着弧的抬升速度变缓,或者以适度沉降取而代之。与弧有关的环境呈现由上 升至下降的变化可能反映了幕式火山-构造弧活动,或不规则洋壳的短暂局部俯冲,如智利 北部的现代海岸(Flint 等,1991)。 模式 d和 e 的沉积物记录了米兰科维奇频率条带的高频率海平面变动,因为其后的上 升速率一般滞后于海平面变化的速率。然而,由于海平面下降的时间跨度不长,不足以使河 流产生新的平衡,在海平面高水位期河谷下切的速率略缓,至少在中上游是如此。现代实例 见于日本东北的陆棚和斜坡(Saito,1991)。

(4)盆地边缘升降模式成果总结

模式表明,基准面的下降和沉积物堆积空间的缩小及陆棚上从陆上缓坡至水下陡坡的 河流剖面内间断的影响,对相对海平面下降期滨岸沉积和河流沉积的再活化起着促进作用。

在沉降速率较缓慢的环境(模式 a 及 c)中,向海推进的河道坡度明显变陡,因而使上游 河谷迅速下切,将陆棚或陆坡上的各种事件沉积物带人进积沉积楔内。如果陆棚差异沉降 速率接近或超过全球海平面下降速率(模式 b),则海底侵蚀带变窄。但随着河流坡度进一 步变陡,上游河谷急剧下切,事件沉积的补给也加速。

低频率海平面变化(二级、三级)使陆上河流接近其(极缓)平衡剖面,至少在下游是如此。相反,高频率海平面变化(模式 c)使各类环境的河谷下切时间极少,因此在海平面上升期继续下切,事件沉积继而可出现于整个沉积层序。

海底侵蚀,特别是在海平面下降转折点附近,可借助沉积事件将沉积物带入深水。

与海平面变化速率有关的海岸带的急剧差异上升(模式 d)与"上升脉动"相似,引起阶 状滨线持续退却和河谷广泛下切。尽管沉积物的搬运随着海平面变化旋回的不同而有所变 化,但具各种海侵体系域和高水位体系域的沉积层序不可能在这些条件下形成。

有时在海岸带上升和海平面下降速率(或沉降和海平面上升速率)近乎相等的地方,滨 线往往变得稳定,并以海崖的侵蚀为标志。

如果海岸带上升速率比海平面变化的平均速率慢,则滨线开始向海向陆摆动(模式 e), 河谷下切和沉积物补给的重大变化形成了以特厚的低水位体系域和薄层海侵体系域和高水 位体系域为特征的沉积层序。

相对海平面的急剧下降可能导致形成一系列流经与现有大河平行的海岸带的短小河间河谷。

(5)碳酸盐和碳酸盐-硅质碎屑岩混合体系

盆地中的碳酸盐建隆和碳酸盐-硅质碎屑岩混合沉积以不同的方式反映了相对海平面 的变化,证明了与一般的层序地层学概念迥异的特征(如 Schlager, 1993; Hunt 和 Tucker, 1993)。纯碳酸盐建隆及其相关斜坡盆地沉积物受到原地碳酸盐生成速率的控制;其垂向生 长在很大程度上取决于海平面变化。在高水位,比碳酸盐建隆部分或全部变干、浅海"碳酸 盐工厂"关闭的低水位期产出的细粒碳酸盐更多。相当一部分高水位碳酸盐堆积在下斜坡 及附近盆地内,特别是在背风和/或背流的台地背风面、背流面,在这些地方形成较厚的高水 位沉积(Schlager, 1993)。海平面低水位可导致台地喀斯特化、陆棚边缘侵蚀、和/或岸礁沿先 前的斜坡发育(Sary, 1988; Grammer 和 Ginsburg, 1992)。粗粒碎屑堆积于较陡的上斜坡。此 外,特别是在海平面低水位期,台地边缘跨塌可在较深的盆底形成由碳酸盐角砾岩(巨角砾 岩、滑塌岩)组成的广泛的斜坡裙(如 Sary, 1988; Vail 等, 1991)。

提供中等规模(如沿镶边碳酸盐建隆坡脚 20km 宽、5m 厚)的巨角砾岩所需的骨粒碳酸盐,需要的时间约为 20ka。这是根据假定推算的,即在 10km 宽的台地和浅水带内,碳酸盐 生成速率较高,为 50cm/ka。这一估算值说明,即使高频率、高振幅海平面变化(如更新世冰 海旋回)也可能被碳酸盐台地的钙质斜坡裙(巨角砾岩)记录下来。但并不是每一次海平面 下降均必定会形成碳酸盐角砾岩。稳定斜坡的碳酸盐台地仅暴露地表并遭受喀斯特化。

碳酸盐-硅质碎屑混合体系,即从其腹地输入陆源碎屑的碳酸盐陆棚,在海平面下降期 碳酸盐生成量总体减少,而硅质碎屑的输入却同时增加(图 9)。其结果是形成成分同期变 化的特征的向上变粗、变厚层序(如 Yose 和 Heller, 1989; Miller 和 Heller, 1994)。硅质碎屑为 主的浊积岩主要产于低水位沉积中,反映了陆源物质经过河谷进入台地,再通过峡谷进入斜 坡。碳酸盐斜坡裙的底部未见沟渠,但可见小型沉积旋回。薄层(10m)叠加混合重力流沉 积的出现表明为高频率相对海平面变化。其它一些地区的实例更为复杂(如 Garcia-Mondejar 和 Fernandez-Mendiola, 1993)。



图 9 硅质碎屑-碳酸盐混合沉积补给的陆棚-斜坡环境

海平面下降(a-d)使骨粒碳酸盐颗粒变粗,但补给量减少,而陆源碎屑增加可形成硅质碎屑浊积岩。注意由于海平面下降,台地可能坍塌,形成钙质巨角砾岩(据 Einsele,193;主要据 Yose 和 Heller,1989)。HS. 高水位; LS. 低水位; CA. 碳酸盐为主; SI. 硅质碎屑; WB. 浪基面

虽然看起来纯碳酸盐体系和混合碳酸盐体系的事件沉积都与相对海平面变化密切相关,但应该记住不乏例外。例如,由于礁在靠近海面处迅速生长,碳酸盐斜坡极度陡峭,台地 坍塌形成的碳酸盐巨角砾岩也见于高水位期。

(6)快速闭合的盆地中的事件沉积

这组盆地包括残余盆地、前陆盆地以及一些弧前盆地、弧后盆地。在此提出一个问题, 即快速闭合的盆地及其事件沉积是否并以何种方式显示海平面变化的各种信息的?在图 10 中,高频率(米兰科维奇)冰川性海平面变化速率(a)和低频率(三级)海平面下降速率(b) 可与(I)前陆盆地早期内缘(近端)和外缘(远端)的一般沉降速率和(II)主动上冲(或俯冲、 消减)的速率进行对比。

(a) 短周期(本文指半周期为 10ka)高振幅(100m)海平面变化速率超过沉降(以及沉 积物速率加积)20~100倍。这些变化在盆地远缘上留下了具各种体系域的地层层序。鉴

(3)



图 10 冰川性海平面变化旋回(半周期为 10ka)或三级旋回(半周期为 1Ma)内沉降、沉积、侧向逆冲 和海平面下降为平均速率时的前陆盆地剖面(模式未按比例尺)。短周期旋回在整个盆地内形成 B 带。 但在冲断层一侧,抬升和沉积物大量补给则主要形成海退层序。长周期的三级旋回仍可在盆地外缘 形成 B 带,但在内缘,海平面控制的层序因抬升和沉积物大量补给而被削平或受到抑制,有利于 继续形成海退层序(详情见正文)

于沉积作用速率为 10cm/ka,米兰科维奇旋回的厚度为 2~10m。虽然侧向的构造运动常常 不连续,但盆地近缘的上冲作用(或俯冲)至少可能以同样快的速率(1000cm/ka)进行着。这 些地层部分变成隆起,使上冲岩片的地势增高而促使侵蚀作用的发生。尽管该区属 B带 (海平面下降速率暂时超过沉降速率),但快速加积并向盆地推进的沉积物楔状体(海退层 序)往往削弱或抹掉了海平面变化的信号。由于沉积物补给量很大,米兰科维奇旋回的厚度 可达 20~100m/ka。在该模式中,海平面迅速下降和侧向构造运动是控制浅海侵蚀和沉积 事件的主要作用。

(b) 三级海平面变化(本文指半周期为 1Ma,振幅为 100m)相反则较慢,B 带仅见于盆 地外缘(Posamentier 和 Allen, 1993)。在这些地方尤其是在盆地内缘,沉积物的平均加积速率 往往比沉降或海平面变化更快,于是即使在海平面上升时期,海盆也变浅或变成大陆。控制 沉积体系的最重要的因素是正在进行的与沉积物补给量逐渐增加有关并使地势升高的上冲 作用(1000m/ka)。故根据出现于其它层序的"经典"体系域地层,三级海平面变化能留下重 复的强烈信号看来是不可能的。如模式 d 中提及的,这些沉积物记录了"上升脉动",这种脉 动使侵蚀作用和沉积物的搬运增强,提高了沉积事件发生的机率;但不能排除,加积、进积以 及沉积物特征细微变化都反映了全球性海面升降旋回,特别是从浅海环境向大陆环境过渡 时的海平面变化旋回。

6 结论

在这篇综述中强调了控制事件沉积大小和频率的两种主要因素的重要性:(a)沉积物的 补给及其与剥蚀面积/沉积面积之比的关系;(b)造成沉积物再活化,特别是相对海平面变化 的各种作用。

6.1 大陆环境中的事件沉积

与海洋盆地比较起来,冲积扇、扇三角洲、湖泊和河流环境中的沉积事件(重力块体流、

崩塌、湖泊浊积岩、洪泛期)通常较频繁,但范围有限,沉积物的量也不那么可观。这些事件 沉积主要随着源区的风化速率和源区与沉积区之比的变化而变化。

6.2 各种构造环境中的海相事件沉积

(1)因为砂质风暴岩是由近滨侵蚀和沉积物再沉积而成,所以其体积和频率与陆源沉积物的补给或原地碳酸盐的生成直接相关。海岸水体的输沙量很大,可广泛形成间隔约为数十至数百年的砂质风暴岩。生物碎屑风暴岩看来也是这样形成的。但通常仅少部分事件沉积物保存于沉积记录中。

(2)陆源碎屑沉积物大量补给的三角洲前缘。鉴于海相沉积物的持续加积,三级海平面 变化和构造控制通常不那么重要。深海扇上的三级地层层序厚度约达数百至数千米,事件 沉积往往产于这些环境条件下的所有体系域内。但由于周期缩短,海平面变化的幅度增加, 海侵体系域和高水位体系域对于事件沉积的形成便无关紧要。当然另一些因素,诸如气候 变化(如冰期/间冰期)或三角洲转换在这方面则起着作用。

(3)在沉积物补给量中等的海平面变化控制的体系(如许多被动边缘的陆棚区)内,三级 层序的厚度常常为数十至数百米。在海平面下降速率大于沉降速率的地方,陆地河谷的下 切为事件沉积提供了沉积物,浪蚀面留下了海底滞留沉积。图 11 总结了差异沉降或上升速 率为中等的被动和主动大陆边缘环境的总趋势。重要的是,某些沉积物源区迟早会对相对 海平面下降作出响应。例如,先前已向陆棚边缘推进的高水位三角洲在相对海平面开始下 降时可出现大规模的斜坡坍塌,而陆棚或陆棚边缘的古老低水位三角洲斜坡后来也变得不 稳定。近岸及其向陆延伸部分河谷的掏蚀一般滞后于海平面的下降,并在海平面上升时继 续保持下去,砂质事件沉积在中小型海底扇内占优势,说明其毗邻山脉,和/或海岸和河流沉 积物在相对海平面下降期再活化,由大型河流供给的大规模深海扇以浊积泥岩为主。

(4)碳酸盐建隆和硅质碎屑-碳酸盐混合沉积体系。靠近碳酸盐建隆的台地、斜坡和盆 地沉积是三级和高频率海平面变化的极好标志。粗粒骨屑和巨角砾岩,和/或混合体系中的 硅质碎屑浊积岩都可能是低水位期的记录,而过度陡峭的台地边缘也可因海平面变化而自 行垮塌。

(5)从地层层序和事件沉积来看,迅速上冲和明显差异沉降的封闭盆地明显不对称。高 频率海平面旋回对这两种盆地的边缘均有影响。全球性三级海平面变化直接控制逆冲盆地 边缘沉积层序的可能性很有限。

6.3 事件沉积的再现间隔

沉积事件的发生常常无规律可循,但在沉积层序的具体位置中,它们的发生、频率和密 集度主要受上述作用的控制。

在大陆环境中,造成事件沉积的特大暴雨和洪水出现的频率有着千差万别。冲积扇上 大规模碎屑流出现的间隔为数十至数百年。除了沉积物补给暴满的冰前环境外,扇三角洲 斜坡具一定规模的重力块体流发生的频率几乎相同。泛滥平原上的漫滩细砂岩可能是季节 性或在数十至数百年的不规则间隔内形成的。

在以补给为主的海洋环境中,砂质风暴岩和生物碎屑风暴岩以及中型重力块体流沉积、 浊积砂岩和泥岩再现的时间间隔为数百至数千年(也见 Ketts 和 Arthur,1981;Stow 等,1990), 但水道沉积记录的沉积事件较多。先前沉积层的改造合并可能使事件发生的数目减小(如 风暴岩)。深海扇上风暴岩和浊积岩产出的频率常常比米兰科维奇周期(约为 20ka、40ka、



图 11 与缓慢沉降或抬升的环境中海平面变化有关的沉积物再活化和事件沉积的各种来源 上图:沉积物补给逐渐增加的沉积环境综合图;下图:沉积物的来源和再活化的时间和

事件沉积的主要类型(部分据 Posamentier 和 Allen, 1993)

 以沉积物的再活化为主;2.来源于遥远的山脉;3.来源于中等距离的山脉;4.几乎无陆源碎屑输入;5.陆棚边缘(高水位三角洲);6.陆棚上(高一中海平面);7.陆上,接近海岸线;8.海底;9.由于沉积物大量补给, 三角洲前缘斜坡坍塌可能继续。注意:随着沉积物补给不断增加和频率与幅度不断减小, 海平面变化对沉积物再活化和事件沉积的控制不太明显

100ka)大得多。只有较罕见的事件,如远端扇舌和盆地平原上的大规模块体流沉积和厚层 油积岩产出的频率在米兰科维奇频率条带内。特大型块体流沉积,如现代海洋或古代巨浊 积岩,是在活化区需耗时数百万年才能堆积起来的沉积体。

当相对海平面变化是控制沉积体系的主要因素时,早期的低水位就是事件沉积大量产出的时期,特别是高频率、高振幅海平面变化的影响不能被任何作用所替代。因此也可在一定程度上控制着某些事件沉积"束状体"或单个大规模块体流沉积体,如"巨浊积岩"和钙质巨角砾岩,再现的间隔。

译自 Gerhard Einsele "Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes—overview". Sedimentary Ceology, 1996, 104:11-37 秦锡虎 校

(3)