

湖泊三角洲的地层模式和骨架砂体的特征

梅志超 林晋炎

(西北大学地质系)

提要 大型湖泊三角洲主要形成于淡水或微咸水湖的滨岸地带。湖泊三角洲的突出特征是以分流河道砂体为骨架，河口坝沉积不发育。笔者按地层特征将湖泊三角洲分为两种基本类型：一种是缺乏完整进积序列的薄的浅水台地型三角洲，另一种是进积序列较完整的巨厚的深水盆地型三角洲。前者发育在基底稳定、水深很浅的滨岸带，后者是三角洲推进到有巨厚泥质充填物的深盆地区的产物。在大型湖盆中，随着盆地的充填作用，三角洲体系可以在空间上从“浅水”型向“深水”型过渡，在时间上从“深水”型向“浅水”型连续地演变。

关键词 湖泊三角洲 沉积作用 鄂尔多斯盆地 砂体形态

第一作者简介 梅志超 男 53岁 副教授 沉积学

自 Gilbert (1890) 对 Bonnevill 湖更新世三角洲的地层序列描述以来，人们对三角洲沉积的认识已经发生了重大变化。目前有关海洋三角洲形成的作用过程影响因素和沉积特征已有大量文献论述，根据现代沉积建立的几种三角洲模式也被广泛应用于古三角洲的解释 (Fisher et al., 1969; Coleman and Wright, 1975; Galloway, 1975)。然而有关湖泊三角洲沉积的国外文献却相对较少。六十年代以来，我国陆相沉积盆地的石油和天然气勘探取得了举世瞩目的成就，湖泊三角洲体系也因含有丰富的油气资源，激起了人们浓厚的研究兴趣。特别是八十年代以来，国内有大量文献发表，吴崇筠 (1982, 1986) 和裘亦楠等 (1982) 还从理论上对我国中新生代湖泊三角洲的沉积特征和成因类型进行了概括。

湖泊由于缺乏潮汐作用，波浪作用也较弱，所以许多人将古代的湖泊三角洲沉积解释为密西西比式的河控三角洲。因此，人们在研究中往往强调向上变粗的完整进积序列，把河口坝作为一种必备的成因相，认为它们是砂质沉积物聚集的主要场所和最有利的储集相带。这些看法有许多是根据电测资料解释的，通常缺乏露头及完整岩心资料的检验，所以与实际情况往往有悖，其成因解释也是值得商榷的。

鄂尔多斯盆地上三叠统延长组发育有两种地层样式不同的湖泊三角洲沉积，一种是缺乏完整进积序列的薄的浅水台地型三角洲，另一种是进积序列较完整的巨厚的深水盆地型三角洲。其共同特征是以分流河道砂体为骨架，河口坝沉积不发育。该区地表露头良好，又有完整的岩芯及电测资料，是研究湖泊三角洲沉积的一个理想地区。因此本文将主要根据鄂尔多斯盆地上三叠统的资料，并结合现代的和古代的其他例子，探索湖泊三角洲的形成条件、地层模式和骨架砂体的特征。

一、湖泊三角洲的形成与保存条件

三角洲前缘相是河流与盆地营力在河口地区相互作用的产物。因其能够反映三角洲的形成体制，所以一直被视为三角洲体系中最特征的沉积单元和分类的基础。对于三角洲这一地区的沉积来说，头等重要的是注入河水与盆地水在河口地区的混合方式，而前缘相的保存状况则主要取决于盆地的水深和河水的流速 (Fisher et al., 1969; Galloway, 1975; Friedman and Sanders, 1978; Elliott, 1978)。我国中、新生代含油盆地的湖泊三角洲主要是在淡水或微咸水条件下形成的 (黄第藩和李晋超, 1982)，因此下面的讨论也将以淡水湖三角洲为重点。

(一) 湖泊三角洲的骨架主要为河道砂体

湖泊三角洲与海洋三角洲形成的动力条件有很大不同，在海相的河控三角洲中，注入河水由于密度远远小于海水，所以总是呈低密度流散布于海水表层，而底层海水则因密度分层呈盐水楔入侵河口，从而导致推移载荷在河口地区快速堆积成河口坝 (Wright and Coleman, 1974)。然而这些条件在淡水湖中却不存在，即使有河口坝的形成，在水深相似的情况下，其厚度较之海相三角洲也将小得多。三角洲的进积作用主要发生在洪水期，此时的挟沙河水密度总是大于湖水，因此河流入湖后仍可保持较高的流速沿湖底流动，以至把推移载荷带到河口以外的湖区，不形成河口坝单元。在深湖的陡岸边缘，重力的加速甚至可以使洪水产生真正的浊流 (Sturm and Matter, 1977, 孙顺才等, 1981)。鄱阳湖是一个水深很浅的过水型淡水湖，每年注入的沙量除了输入长江二分之一外，尚有二分之一滞留湖底 (朱海虹等, 1981)。然而在众多河流的河口却没在或很少有砂质沉积，有的甚至可以切入湖底 (图1)。赣江三角洲是鄱阳湖区最大的三角洲，也发现河口坝堆积，而在陆上的河道里却堆积有大量砂质沉积物。赣江的含砂量较低 (相当于黄河的 4.5%，长江的 7.4%)，河水的密度按含砂量换算只有 1.0018 左右。尽管如此，它仍能以底流方式注入。如果有象黄河和长江那样的注入河水，即使半咸水的湖泊中也难以造成典型的河口坝单元。因此，湖泊三角洲的骨架砂体主要是河道砂。这种现象在古代沉积的研究中已逐渐为人们所认识 (梅志超等, 1988, 赵翰卿等, 1988, Haszkdine, 1984)。

(二) 湖水的深度是决定水下三角洲和保存状况的重要条件

湖水的深度对三角洲的发育有深刻的影响。首先，在其它条件相似的情况下，水深是决定水下三角洲厚度和三角洲向前生长速度的主要因素。在浅水条件下，三角洲沉积薄，推进快；在深水条件下，三角洲沉积厚、推进慢。其次，湖水深度对三角洲水下沉积的保存状况也有明显影响。在水深较

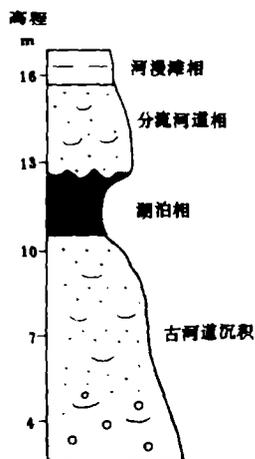


图1 鄱阳湖三角洲的沉积序列
(据朱海虹等, 1981)

Fig.1 Sedimentary sequence of a delta in Poyang Lake

大的湖盆中, 三角洲易形成巨厚的前三角洲泥。如果前缘砂体推进到巨厚的水塑性前三角洲泥之上, 快速的压实与沉陷作用将有利于完整进积序列和厚的前缘砂体的保存 (Galloway and Hobday, 1983)。这类三角洲可以以现代海相的密西西比三角洲和鄂尔多斯盆地上三叠统湖相的吴旗三角洲为例 (图 7)。然而这种模式对浅水盆地却不适用。在浅水盆地中, 三角洲水下沉积的厚度较小, 压实与沉陷作用微弱, 进积相易为后继河流冲刷破坏, 有的河道甚至可以深切到盆地的基底。美国全新世的 Guadalupe 三角洲是河流注入泻湖而成的一个近代“浅水”三角洲例子。该地湖水深 2—5m, 外侧有障壁岛, 水体比较安静, 动力条件类似于内陆湖泊。Guadalupe 三角洲平均以每年 22.8m 的速度推进, 三角洲前缘沉积平均厚 1m, 最厚处 2.4m, 而分流河道砂体却厚达 5m, 并与湖底呈冲刷接触 (Donaldson et al., 1970)。这种现象在古代的浅水湖盆及海相克拉通盆地的三角洲中也十分常见 (Galloway and Brown, 1971; Elliott, 1978)。

二、地层样式与骨架砂体的特征

湖泊三角洲主要是源远流长的混合载荷的曲流河和悬移载荷的低弯度河向湖泊逐渐进积而成的沉积体系。由于具体的沉积条件差异, 几乎没有哪两个三角洲是完全相同的, 但是按照地层特征可以将其归纳为浅水台地型与深水盆地型二类。“浅水”型三角洲产在基底稳定、水深很浅的湖盆的滨岸地带。这种三角洲水下沉积薄, 且常为后继河水的推进强烈冲刷, 因此三角洲的进积序列不完整。“深水”型三角洲是在有巨厚深水泥岩及低密度浊积岩的深盆地背景下发育起来的, 其水下沉厚度较大, 进积相的序列也比较完整。

(一) 浅水台地型三角洲

鄂尔多斯盆地上三叠统延长组的安塞及延安三角洲, 是典型的“浅水”三角洲。其突出特征是以分流河道砂体为骨架, 河口坝沉积不发育, 在多数情况下, 分流河道砂体直接与湖相泥岩呈冲刷接触 (图 2)。因此, 其相组合以三角洲平原相占绝对优势, 垂向相序往往不完整。

该区的前三角洲相与浅湖相很难截然分开。它们主要是一套深灰色的粉砂质泥岩夹薄层的粉砂—细砂岩, 总厚度仅数米到 10m 左右。泥岩呈块状, 少数具不清晰的水平纹理, 含鱼类、双壳类、叶肢介和介形虫等淡水动物化石; 生物扰动强烈。砂岩及粉砂岩基底截然, 层面具流水或浪成波痕, 内部呈交错纹层状, 较厚者仅 30—50cm。砂体形态有的呈明显的上凸下平状透镜体 (图版 1, 2), 横向延伸 100—200m。少数薄砂层呈粒序状, 底板具沟模。薄的河口坝单位多已被分流河道冲刷殆尽, 或者仅留有薄的残余 (图 3-B)。个别保存较好的河口坝沉积, 仅见于湖进层位之下, 以废弃相保存。砂体形态微向上凸, 厚 1—3m, 横向延伸 300—500m, 并与下伏前三角洲或浅湖相构成进积序列 (图 3-A)。河口坝的下部单位为粉砂岩、细砂岩与粉砂质泥岩之互层, 包卷纹层发育; 上部单位为前积型交错层细砂, 顶部见沙纹交错层。砂体在侧向上有变细的趋势, 并以沙纹交错层为主 (梅志超等, 1988)。这种砂体虽然位于富含动物化石的湖相泥岩之下, 却未见波浪改造的明显痕迹, 基本上保持了河口坝沉积的原始沉积特征。

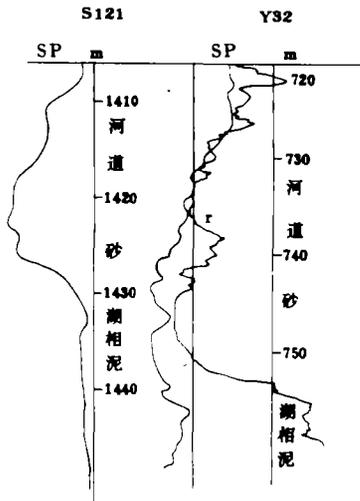
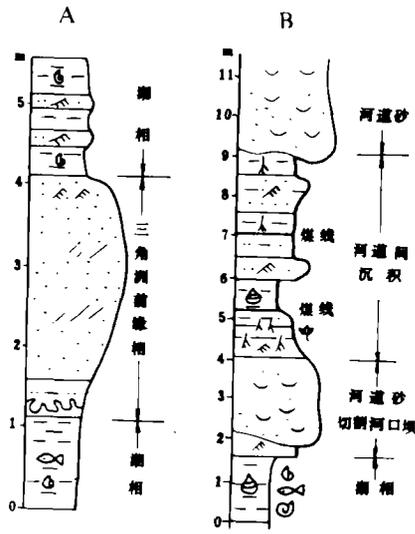


图2 “浅水”三角洲的自然电位或伽玛曲线剖面。反映分流河道砂与湖相泥呈冲刷接触。

陕北三叠统延长组

Fig.2 Sectional profile and gamma log profiles of the “shallow-water” deltas in the Upper Triassic Yanchang Formation, Northern Shaanxi



A 以废弃相保存的完整进程序列, 延伸 T₃
B. 河口坝单元被河水强烈冲刷的三角洲序列
宜川 T₃J₂

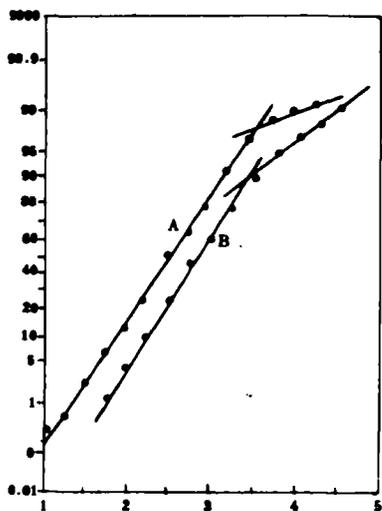
图3 “浅水”三角洲的垂向序列、陕北三叠统延长组

Fig. 3 Vertical Sequence of “shallow water” deltas in the Upper Triassic Yanchang Formation, Northern Shaanxi

分流河道砂体为近于对称的上下凸透镜体(图版 I, 1), 基底冲刷面起伏强烈, 具侧向加积或填积序列。砂体厚一般在 5—10m, 宽度不超过 500m。宽厚比小于 20。砂岩粒度为 2.3—3.0φ, 分选较好(图 4)。分流间主要为深灰色—灰绿色的粉砂质泥岩与中—薄层的粉砂和细砂岩的不等厚互层, 局部夹炭质页岩和煤线, 植物根迹有直立虫孔发育。河道砂与河道间沉积之比通常在 1: 2 或者更小, 属于悬移载荷的低弯度河(图 5)。引流河道砂体规模虽小, 但数量较多, 以致相邻层段的河道砂在剖面上错落叠置(图 6)。在地下地质研究中, 如果探井稀疏或剖面图比例尺小, 容易将其当成一个连续的砂层, 在平面图上画成连片的叶状体形态。解释为河口坝单元。上三角洲平原以曲流河沉积为特征(图 5), 河道砂体在平面上呈宽阔的豆荚状条带, 宽数百米至数千米, 厚一般在 10—30m, 是该区三角洲体系最重要的储集相。

准噶尔盆地南缘的上二叠统梧桐沟组、三叠系韭菜园组及侏罗系中也见到类似的三角洲露头(图版 I, 3、4)。但是河道砂体的粒度略粗, 通常为含粗砂或细砾的中—细砂岩。松辽盆地北部白垩系的三角洲是国内研究最早的一个湖泊三角洲体系。按裘亦楠等(1980)的描述, 其中相序不连续, 基本上没有反韵律的三角洲前缘砂体, 分流河道砂与前三三角洲泥直接接触。但是在砂体分类中, 他们又把中心为水下河道沉积的正韵律厚砂层和周边砂层分叉变薄的复合韵律沉积合并为河口坝单元。最近大庆油田新的研究成果认为该三角洲没有河口

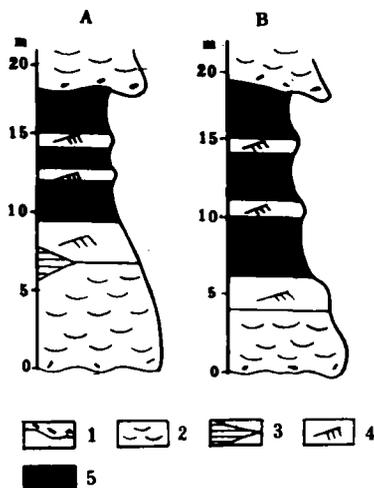
坝沉积，前缘骨架砂体为水下分流河道沉积和薄的席状砂（赵翰卿，1988）。目前有关浅水型三角洲例子的报道日益增多，如果对其它湖泊三角洲重新进行解释，可能还会有新的发现。



A. 延河; B. 安塞

图 4 分流河道砂岩的粒度分布，陕北
上三叠统延长组

Fig.4 Grain-size distribution curve of distributary channel sandstone in the Upper Triassic Yanchang Formation, Northern Shaanxi

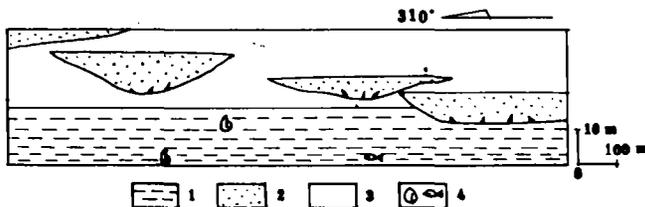


A. 混合载荷的曲流河 B. 悬移载荷的低弯度河

- 1. 基底冲刷面和滞流沉积
- 2. 槽状交错层砂岩
- 3. 平行层理砂岩
- 4. 纱纹交错层砂岩
- 5. 泥岩夹粉砂岩，具植物根迹和直立虫孔

图 5 陕北上三叠统湖泊三角洲平原的
河流沉积相序图

Fig.5 Generalized facies sequence of the fluvial deposits in lacustrine delta plain from the Upper Triassic, Northern Shaanxi



- 1. 湖相泥岩
- 2. 河道砂岩
- 3. 河道间沉积
- 4. 湖相化石

图 6 分流河道砂体剖面图，延河 T₃y₂

Fig.6 Distributary channel sand bodies profile, Yanhe T₃y₂

(二) 深水盆地型三角洲

陕北上三叠统延长组的“深水”型三角洲是在堆积有巨厚的深湖泥岩及低密度浊积岩的深盆地背景上发育起来的。其突出特征是具有厚而完整的进积序列，骨架砂体呈厚的豆荚状(图7)

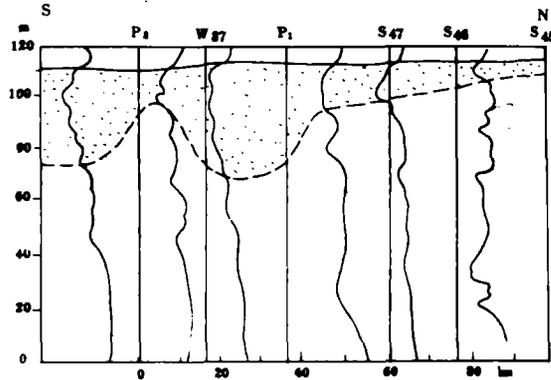


图7 上三叠统吴旗三角洲骨架砂体剖面图

Fig.7 Profile of delta-frame sandbody, the Upper Triassic Wuqi delta

吴旗三角洲是一个典型的“深水”三角洲，其沉积特征可以同密西西比三角洲对比(图8)。前三角洲相主要为粉砂质泥岩，上部夹薄层粉砂岩，滑塌构造发育，厚度一般在15—30m。其下伏沉积为厚达100余米的深湖泥岩夹浊积岩。前缘相下部单位为粉砂岩和粉砂质泥岩互层，相当于末端坝沉积，厚20—40m。其中粉砂岩具发育的沙纹交错，并与泥岩构成透镜-波状复合层理，滑塌成因的同生褶皱、错断以至角砾化十分发育(图版I, 5、6)。在前三角洲及末端坝单元中往往夹有正粒序的粉—细砂岩，底部具冲刷面。这种砂层可能是洪水期前缘决口扇的产物。前缘相的上部单位主要是厚度较大的细砂岩及粉砂岩，一般厚20—30m，局部厚达60m。它们在电测曲线上反映为明显的反粒序，然而按全取心井资料，主要是一系列彼此叠置的向上变细的沉积旋回。旋回底部具冲刷面，含泥砾，向上依次出现交错层-沙纹交错层，反映河道沉积的特征。只有该段底部1m左右的粉—细砂岩才可能是残余的河口坝单位。

类似的湖泊三角洲序列见于松辽盆地北部白垩系的三角洲(吴崇筠, 1983; 马力, 1988), 黄骅拗陷第三

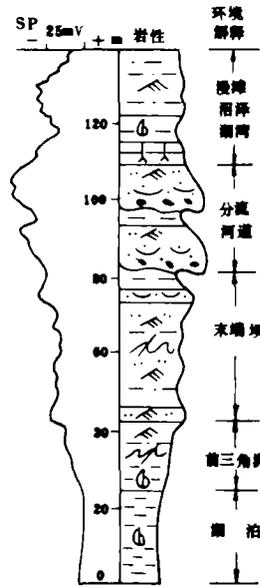


图8 湖相的“深水”三角洲相序图, 陕北晚三叠世吴旗三角洲

Fig.8 Lacustrine "deep-water" delta facies sequence, the Upper Triassic Wuqi delta in Northern Shaanxi

系东营组唐家河三角洲（郑浚茂等，1988）和济阳拗陷
第三系沙河街组惠民三角洲（信荃麟等，1988）等向深湖盆地推进的地段。

三、三角洲体系的演化

湖泊三角洲是以河道砂体为骨架的高建设性三角洲。因其地层样式受湖水深度的严格控制，所以随着湖盆地形及底质性质的变化，河流将建造出沉积样式不同的三角洲体系。在古代大型的湖盆中，缓坡一侧往往存在有浅而平坦的广阔浅水台地，其与深水盆地区通常以明显的斜坡过渡。台地区由于水浅、底质稳定，所以三角洲推进快，主要形成垂向序列不完整，但分布很广的“浅水”型三角洲。当三角洲推进到台地边缘较深水区，“浅水”型逐渐为“深水”型三角洲取代。“深水”三角洲由于巨厚的前三三角洲泥质沉积的不稳定性，易于发生滑塌破坏，所以在区域上分布局限，在剖面上常与斜坡相或浊积扇体系过渡。三角洲体系的这种演变系列，在我国内陆湖盆沉积中比较常见，其中鄂尔多斯盆地上三叠统延长组的几个三角洲可以提供良好的例子。

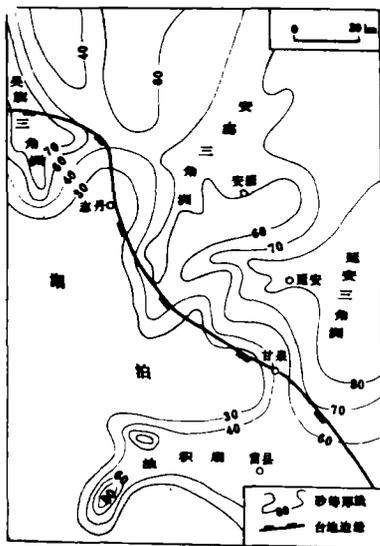


图9 陕北晚三叠世长。期沉积环境图
Fig.9 Sedimentary environments of Chang, Period, Late Triassic, Northern Shaanxi

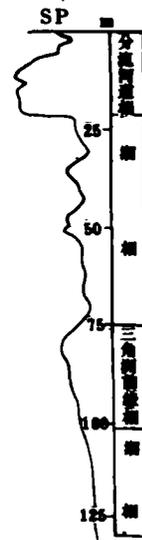


图10 电测曲线反映的湖泊
三角洲层序的变化。下面为进积序列完整的
“深水”三角洲；上面为“浅水-”三角洲，
河道砂切入湖相泥岩。陕北甘泉上三叠统
Fig.10 Variation in lacustrine delta sequences
showed by electric log profile

鄂尔多斯盆地的上三叠统延长组，是在印支运动之后在华北地台上形成的大型淡水湖盆中堆积的陆源碎屑岩系。当时的陕北位于盆地的北翼，其沉积物主要来自北侧的内蒙褶皱

带。在以长, 张家滩页岩为代表的最大湖进之后, 盆地因河流注入充填, 建造了一套巨厚的河流-湖泊沉积体系。在盆地充填初期, 湖盆基底地形在志丹-甘泉一线的南北存在有明显变化, 枢纽线北侧为一平坦、广阔的台地, 南侧则以明显的斜坡向深水盆地过渡。台地区发育“浅水”型三角洲, 枢纽线附近发育“深水”型三角洲, 相邻的深湖区出现浊积扇(图9)。台地区的水深按充填物的厚度计算, 一般只有数米至十余米, 面积可达上万平方米。在这种背景下, 三角洲推进快, 分布广, 甚至可以穿越上百公里。“深水”型三角洲推进慢, 分布局限。虽然其上倾方向均有大河注入, 但各个三角洲的规模与保存状况却有很大差别。例如, 志丹县以西的吴旗三角洲规模较大, 保存较好; 志丹以东的三角洲规模较小, 保存较差, 但是在其前方的深水区却有规模较大的浊积扇发育(图9)。这种现象显然是由于“深水”三角洲巨厚的前三三角洲泥质台地的不稳定性, 导致滑塌破坏的结果。一旦这种三角洲经过压实, 即可转变为比较稳定的台地。如果其上发育第二旋回的三角洲, 那么这种三角洲将是“浅水”型的(图10)。

结 论

湖泊三角洲主要是发育在淡水或微咸水湖滨地带的河控三角洲体系。由于挟沙河水的密度总是大于湖水, 所以河流入湖后仍可保持较高的流速沿湖底流动, 以至把推移载荷带到河口以外的湖区, 不形成明显的河道沉积。

湖泊三角洲按照地层样式可以细分为二种基本类型: 一种是发育在基底比较稳定、水深较浅的滨岸带浅水台地型三角洲, 另一种是在有巨厚深水泥岩充填物的深盆地背景上发育起来的深水盆地型三角洲。“浅水”三角洲推进快, 分布广, 骨架砂体为条带状的河道砂; “深水”三角洲则因巨厚的前三三角洲泥的不稳定性, 容易发生滑塌、沉陷, 因此推进慢、分布局限, 骨架砂体为沉陷增厚的豆荚状河道砂。

在大型湖盆中, 随着盆地的充填作用, 三角洲体系在时间和空间上往往存在有规律的演化趋势。一般说来, 三角洲体系在时间上往往从“深水”型向“浅水”型转变, 在空间上则从“浅水”型向“深水”型过渡。

收稿日期: 1991年3月12日

参 考 文 献

- (1) 马力, 1988, 碎屑岩沉积相研究, 石油工业出版社, 第18-31页。
- (2) 王衡鉴等, 1981, 石油与天然气地质, 第2卷, 第3期, 227-341页。
- (3) 朱海虹等, 1981, 石油与天然气地质, 第2卷, 第2期, 89-102页。
- (4) 孙顺才等, 1981, 科学通报, 第4期, 678-681页。
- (5) 吴崇筠, 1983, 沉积学报, 第1卷, 第1期, 5-26页。
- (6) 吴崇筠, 1986, 沉积学报, 第4卷, 第4期, 1-27页。
- (7) 陈景维等, 1983, 石油地质文集(沉积相), 第7期, 地质出版社, 257-266页。
- (8) 郑浚茂等, 1988, 碎屑岩沉积相研究, 石油工业出版社, 第182-191页。
- (9) 信荃麟等, 1988, 碎屑岩沉积相研究, 石油工业出版社, 第192-204页。
- (10) 赵翰卿等, 1988, 碎屑岩沉积相研究, 石油工业出版社, 205-215页。

basic types on the basis of their stratigraphic character, namely shallow-water platform delta with an incomplete progradational sequence and deep-water basin delta with a fairly complete and thick progradational sequence. The former is formed in the shallow shore area with a stable basement. It progrades lakeward quickly and has a wide distribution with banded channel sand bodies. The latter is the product of delta prograding onto the deep basin filled with thick argillaceous deposits, and its extent of distribution is often limited due to destruction by slumping, occurring chiefly in podiform river-channel sand bodies thickened as the result of subsidence. The deltaic system in large lake basins passes in space from the shallow-water into the deep-water type and in time from the deep-water into the shallow-water type as the basin becomes increasingly filled.

91年沉积学报增刊介绍

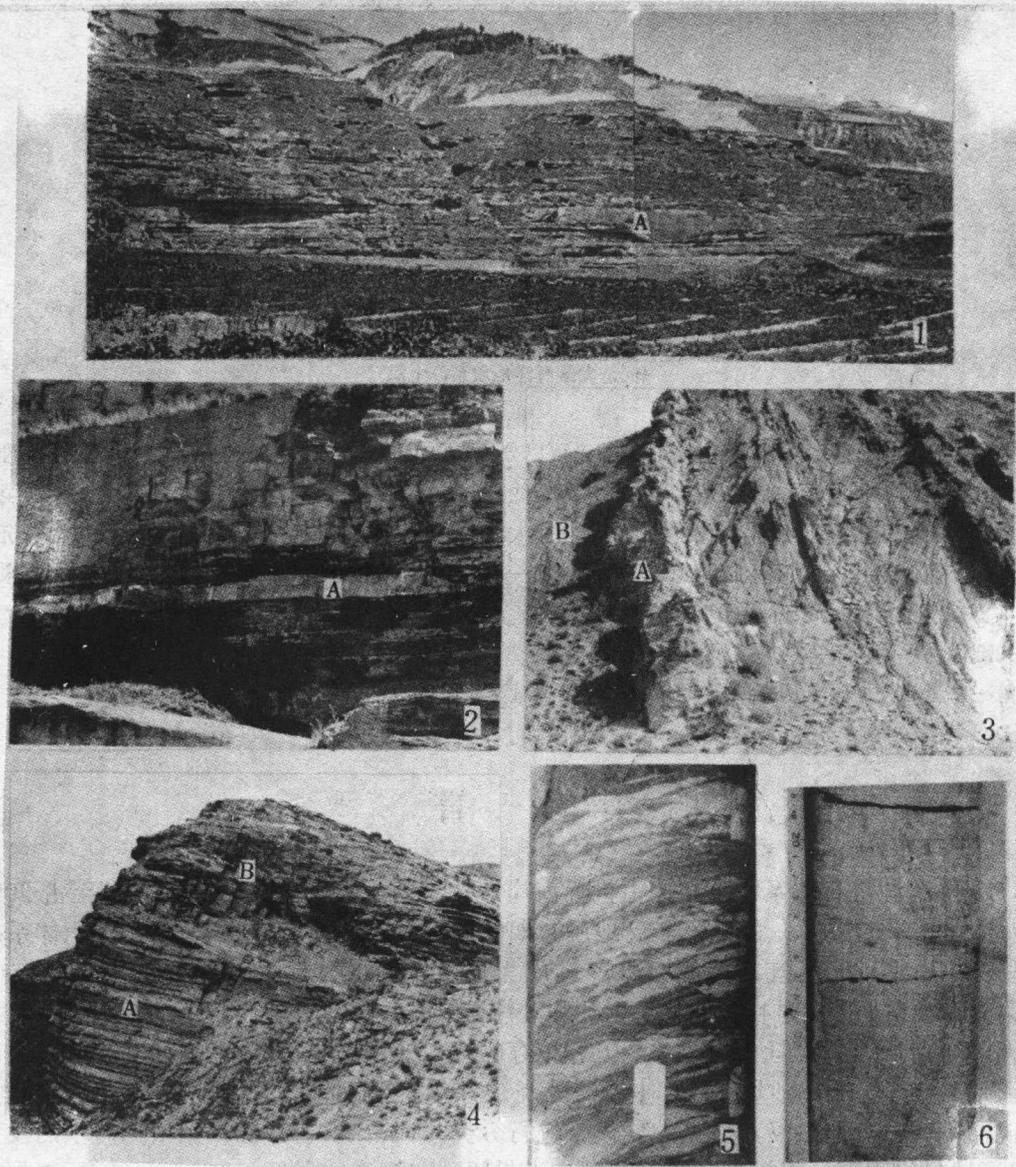
由中国科学院地球化学研究所广州分部与《沉积学报》编辑部合作出版的1991年《沉积学报》增刊,将于年内与读者见面。

本期增刊部分反映了该分部近年来的一些研究成果,其中,以生物标志化合物、单体化合物碳同位素等为代表的有机地球化学的研究具有较高的水平;煤成烃、干酪根及有机质热演化与金属矿产的形成显示了他们广阔的研究领域。

本期增刊不仅是研究人员很好的参考读物,也是有关单位掌握有机地球化学领域内新信息的载体。本书定价5.00元,个人订购6折优惠,欢迎广大读者在编辑部订阅。

《沉积学报》编辑部

1991年11月



1. 分流河道砂体 (A)。砂体近于对称, 呈上下凸状, 基底冲刷面起伏强烈。陕北延河剖面, T_{3y_2} 。 2. 浅湖相砂体 (A)。形态呈下平上凸状。最厚处 45cm, 围岩为含叶肢介及瓣鳃类的泥岩。陕北延河剖面, T_{3y_2} 。 3. 分流河道砂体 (A)。形态呈上下凸状, 直接与湖相泥岩 (B) 呈冲刷接触。新疆吉木萨尔大龙口, P_2w 。 4. “浅水”三角洲剖面。(A) 湖相泥岩夹薄层粉砂—细砂岩。砂体为上凸状。(B) 分流河道砂岩。二者呈冲刷接触。新疆吉木萨尔水西沟, J_2s 。 5. 滑塌构造。岩层错断强烈。前三角洲相。陕北吴旗剖 2 井, T_{3y_2} 。 6. 滑塌褶皱, 末端坝粉砂岩。产地同 5。