第六章　大陆环境及其相模式

第一节　概　　述

大陆环境的沉积条件比较复杂，沉积物多样化，在时间上和空间上相变快。沉积介质包括水、大气和冰川；介质动力条件以单向水流为主，也有风、冰川和波浪的作用。大陆沉积受地形和气候的影响甚大，地形上比较多样化，从山麓到平原，从平坦沙漠到起伏不平的山间盆地，从河流、湖泊到闭塞的盐湖、沼泽，都可有沉积物堆积，各具有不同的特点。气候不仅影响风化作用，也控制了沉积物的性质，如干燥区可形成大量盐岩和风成沉积，寒冷区则有冰川沉积分布，潮湿区才有大量的沼泽沉积发育。

大陆沉积以碎屑岩为主，而碳酸盐岩相对较少。由于大陆沉积区距物源区较近，沉积物的横向变化大，故岩石中不稳定组分较多。由于多数大陆沉积是在自由氧流通的条件下生成的，从而使沉积物常呈红色。其中，所含生物化石为陆上动物（脊椎动物、昆虫等）、淡水动物和植物，大量植物的出现是大陆环境所特有的。大陆沉积环境中以冲积环境最为常见，其次为湖泊、沼泽、沙漠、冰川等环境。

第二节　冲积环境及相模式

根据地理位置及其所起作用的不同，可将冲积环境分为河流相和冲积扇相两种类型。其中河流起主导作用，河流可以分为平直河、曲流河、辫状河和网状河4种，又以曲流河和辫状河最为发育。

一、冲积扇环境及其相模式

1. 冲积扇的一般特征

冲积扇是由洪水将沉积物从山区带出，在山口的山麓地带因坡降减小堆积而成的。主要分布于干旱或半干旱气候区，但在潮湿地区甚至极地地区也有分布。冲积扇在平面上呈扇形、辐向剖面呈下凹状，横向剖面呈上凸状（图6－1）。冲积扇体坡度一般小于10°，通常为3°～6°。扇体半径自几百米到几百公里。可由一系列冲积扇体衔接或重叠在一起，组成冲积扇体系。

冲积扇上发育有河道，在扇顶只有一两条主河道，在扇中和扇缘则分支成辫状河。河道下切较深，但多半为暂时性河道。河道之间则为树枝状浅水沟。在扇缘有时还可发育有湖

泊或干盐湖。冲积扇上洪水流动的性质主要为牵引流，但当物源区有大量泥质供给和在强洪水期，也可出现泥石流。

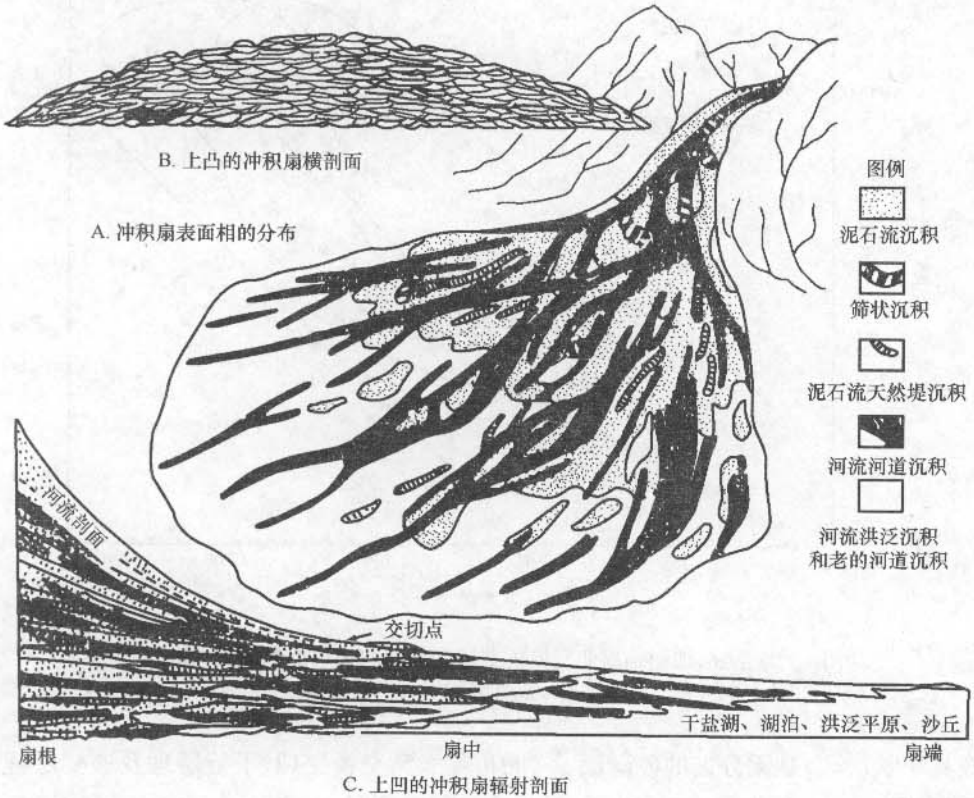

图 6－1　理想的冲积扇沉积相分布及地形剖面
（据 D. R. Spearing，1975）

2. 冲积扇相的特征

冲积扇沉积物是大陆沉积体系中，颗粒最粗，分选最差的近源沉积，以砾岩、砂砾岩和砂岩为主，夹有粉砂岩和泥岩。当存在泥石流沉积时，泥、粉砂、砂砾以及大至数吨重的漂砾可混杂堆积在一起，由扇顶到扇缘粒度呈变细趋势。岩石多为红色、常含有碳酸盐和盐类矿物。由于兼有牵引流及泥石流沉积，因而在 $C-M$ 图上表现为重力流模式（图 6－2）。冲积扇沉积物类型包括：泥石流沉积、河道沉积、漫流沉积及筛积物四类。

筛积物是冲积扇沉积所特有的，主要出现在扇头和扇中。筛积物是一种呈舌状的砾石沉积，分选中等到较好，砾石之间可充填有砂，成岩前孔隙中泥质及粉砂质基质较少，呈“筛状”，与砾石同时沉积的泥砂已被稍后期的洪水带走。

冲积扇沉积物成层性不明显或较明显，垂向上粗细频繁交替，层间界面不明显。层理发

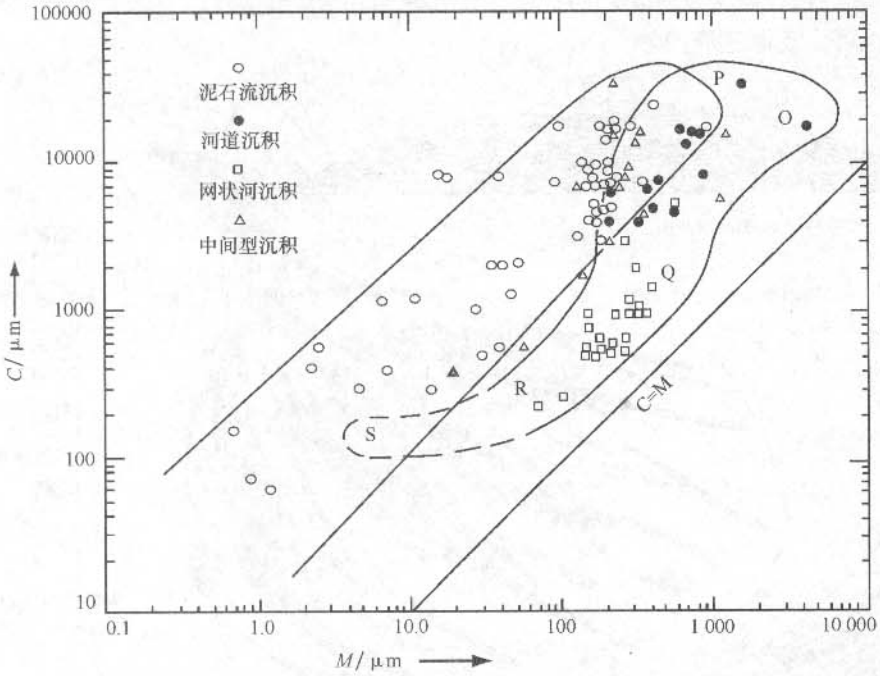

图 6－2 美国加利福尼亚州弗雷兹诺群西部冲积扇沉积的 $C-M$ 图
（据 W. B. Bull, 1972）

育差或具块状层理，是无分选的砂砾层，有时可见大型交错层理、平行层理及递变层理。局部还可见流水波痕、干裂、雨痕、流痕等，冲蚀充填构造常见。

冲积扇的古流向呈辐射状。其垂向沉积层序常是推进型粒度向上变粗的序列，也可以是后退型向上变细的序列或者具不明显规律性的特点。

3. 冲积扇的相模式

（1）扇根

扇根分布在邻近冲积扇顶部地带的断崖处，其特点是沉积坡角最大，并发育有单一的或 2～3 个直而深的主河道。其沉积物主要是由分选极差的混杂砾岩或具叠瓦状的砾岩、砂砾岩组成。一般无层理特征，呈块状构造，常见筛积物或砾石之间被粘土、粉砂和砂等基质所充填。但有时也可见到不明显的平行层理、大型板状交错层理以及由于流速衰减而形成的递变层理。也就是说，扇根的沉积物主要为泥石流沉积和河道充填沉积。

（2）扇中

扇中位于冲积扇的中部，是冲积扇的主要组成部分，它以发育辫状河道沉积为特征。因此，沉积物主要由砂岩、含砾砂岩和砾岩组成。常以筛积物形式出现，与扇根沉积物比较，砂与砾比率增加。砾石多呈叠瓦状排列，在交错层理中，砾石的扁平面顺倾斜的前积纹层分

布。在砂岩和含砾砂岩中则出现主要由辫状河流作用形成的不明显的平行层理、板状或槽状交错层理，局部可见逆行沙丘交错层理。河道冲刷-充填构造较发育，也是扇中沉积的特征之一。沉积物的分选性相对于扇根来说，有所变好，但仍然较差。

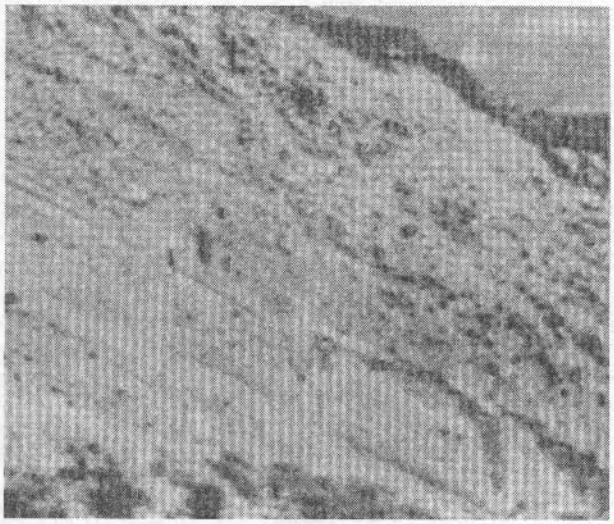

图 6-3　冲积扇沉积的反旋回沉积序列剖面实例
（据斯图尔特，转引自孙永传、李蕙生，1986）
美国加利福尼亚州中新统

(3)扇端

出现在冲积扇的趾部，其地形较平缓。沉积物通常由砂岩和含砾砂岩组成，夹粉砂岩和粘土岩，但有时细粒沉积物较发育，局部也可见有膏盐层。其砂岩粒级变细，分选性变好。在砂岩和含砾砂岩中可见到不明显的平行层理、板状交错层理和冲刷-充填构造；粉砂岩和泥岩中可发育块状层理、水平层理以及变形构造和暴露构造(如干裂、雨痕等)。

在冲积扇形成和发育过程中，由于沉积物堆积速度和盆地沉降速度不同，可以使冲积扇

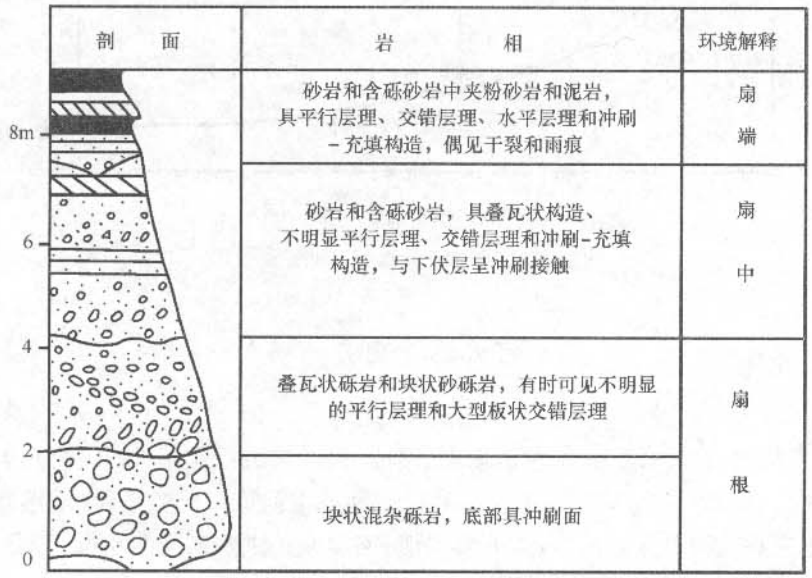

图 6-4　冲积扇沉积的正旋回沉积序列
（据孙永传、李蕙生，1986）

沙体发生进积和退积或侧向转移过程。这种过程明显地反映在冲积扇的沉积层序中。当沉积物的堆积速度大于盆地的沉降速度时，冲积扇沙体逐渐不断地向盆地方向推进，使扇根沉积置于扇中沉积之上，而扇中沉积又置于扇端沉积之上，因而形成自下而上由细变粗的进积型的反旋回沉积层序（图 6－3）。相反，当沉积物的堆积速度小于盆地的沉降速度时，冲积扇沙体则向源区方向退积，或者向侧向转移，其结果便形成下粗上细的退积型的正旋回沉积层序（图 6－4）。在冲积扇的不同部位，其沉积序列也不同（图 6－5，图 6－6）。扇根的沉积序列主要为块状粗细混杂砾岩和具叠瓦状结构的砾岩组成的正韵律沉积组合。扇中的沉积序列自下而上为具叠瓦状组构的砾岩及不明显的平行层理、含砾砂岩和砂岩的交错层理组成。扇端的沉积序列通常为具冲刷-充填构造的含砾砂岩、交错层理和平行层理砂岩，以及水平层理粉砂岩和块状层理泥岩，但有时也发育有变形构造，如旋卷层理及球枕构造。

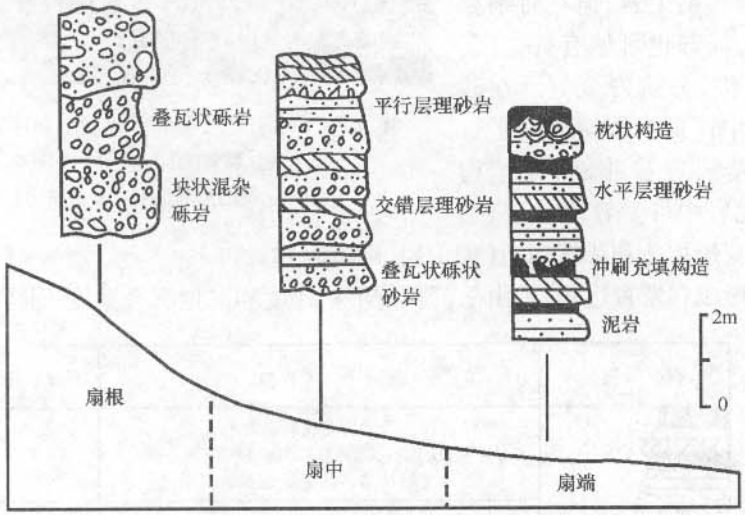

图 6－5　冲积扇各亚环境的沉积序列

（据孙永传、李蕙生，1986）

二、河流环境及其相模式

1. 河流的类型

通过对现代河流的水动力学、水流动态、侵蚀、搬运与沉积作用、沉积物结构和构造等方面的深入研究，大大促进了对古代河流的认识。河流由河道和泛滥平原（河漫滩）两部分组成，河道中的主要地貌单元是河床、边滩和心滩；河漫滩是洪水期间河水漫出河道形成的，包括天然堤、决口扇、河漫平原及牛轭湖。

河流按河道的平面形态可分为：平直河、曲流河、辫状河及网状河四种（图6－7，表 6－1）。在自然界和地质历史中以曲流河和辫状河为主，以下对这两类河流进行介绍。

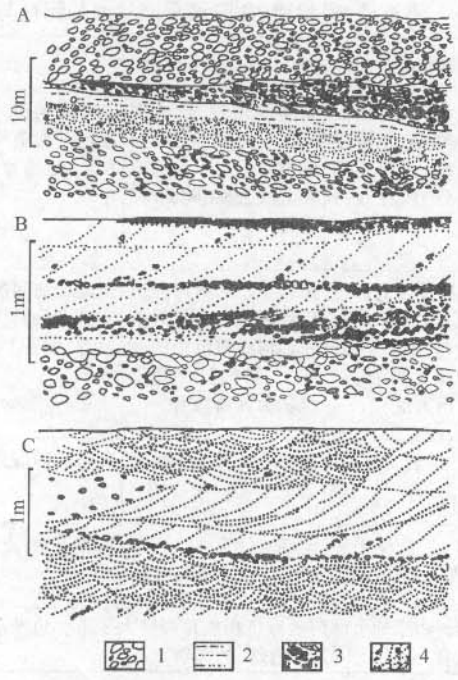

图 6－6　得克萨斯州范霍恩湿地冲积扇沉积(前寒武系)的三种相组合

(据 J. H. McGowen 和 C. G. Groat, 1971)

A—扇根相,巨砾直径可达 1m,主要为砾石;B—扇中相,砾岩和交错层理含砾砂岩互层;

C—扇端相,主要是具板状、槽状交错层理的砂岩

1—块状巨砾岩;2—块状砂质泥岩;3—粗—巨砾岩和薄层砂岩互层;

4—含中砾和粗砾的粗—极粗粒砂岩,具交错层理

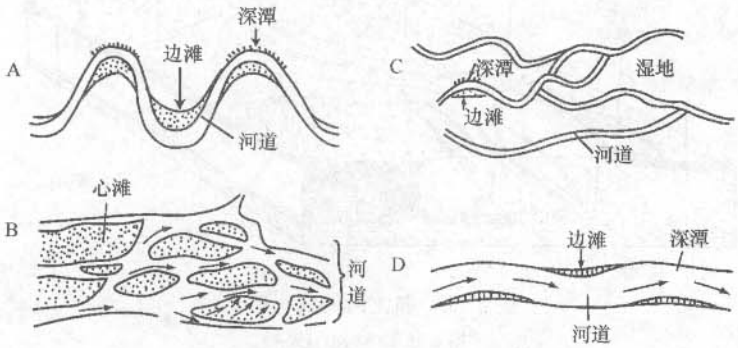

图 6－7　河流类型

(据 A. D. Miall, 1977)

A—曲流河;B—辫状河;C—网状河;D—平直河

表 6-1 平直河、辫状河、曲流河及网状河的特征与区别

	平直河	辫状河	曲流河	网状河
地貌和水动力状态	河道弯曲度小到可以忽略不计,为单河道	低弯度河道,弯曲度<1.5,多河道组成主河道系统,河身不固定,主河道内存在分叉聚合	高弯度河道,弯曲度>1.5,为单河道,河床坡降较小,河身比较稳定,侧向迁移明显	高弯度河道,弯曲度>1.5,由单河道组成的网状河。河道窄而深,河流之间为半永久性的冲积岛、泛滥平原、湿地,湿地占60%~90%的空间
沉积特征	深潭沉积与边滩沉积交互出现,河漫滩沉积不发育	在洪水期挟带的泥砂量很大,但年平均挟带砂量却很低,河漫滩沉积不太发育,以心滩沉积为主	边滩沉积和河漫滩沉积很发育;由边滩沉积和河漫滩沉积构成"二元结构";牛轭湖沉积为其所特有	边滩和河间沉积(泛滥平原、天然堤、沼泽、冲积岛、湿地)为主;无心滩沉积,牛轭湖沉积不发育,常见上部河漫滩沉积发育大于下部边滩沉积
主要岩性	砂岩、砂砾岩为主	砂岩、砂砾岩为主	砂岩、粉砂岩、泥岩为主	边滩以砂或砂砾为主,河间以粉砂和泥炭为主
出现部位	河流的某一段	冲积扇、三角洲平原上,河流中、上游	河流中、下游,近海平原	河流下游,近海平原

注:网状河由曲流河组成的复合河流,相序的上部河漫滩沉积发育程度大于下部边滩沉积,或透镜状河道砂体被厚度很大的细粒沉积物和煤层(湿地组合)包围,形成"泥包砂"的面貌

2. 曲流河的沉积模式

艾伦(1964)曾提出曲流河的沉积模式图(图 6-8)。该图显示的地貌单元有边滩、牛轭湖、天然堤、决口扇以及河漫滩等。

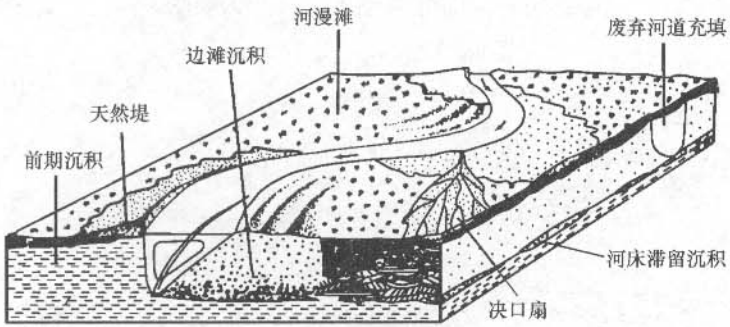

图 6-8 曲流河的沉积模式

(据 J. R. L. Allen, 1964)

(1)河道沉积

包括河床沉积和边滩沉积(图 6-9,图 6-10)。

河床沉积 又称河道滞留(残留)沉积,它由粗砾岩和砂质砾岩组成,它是在河流流量

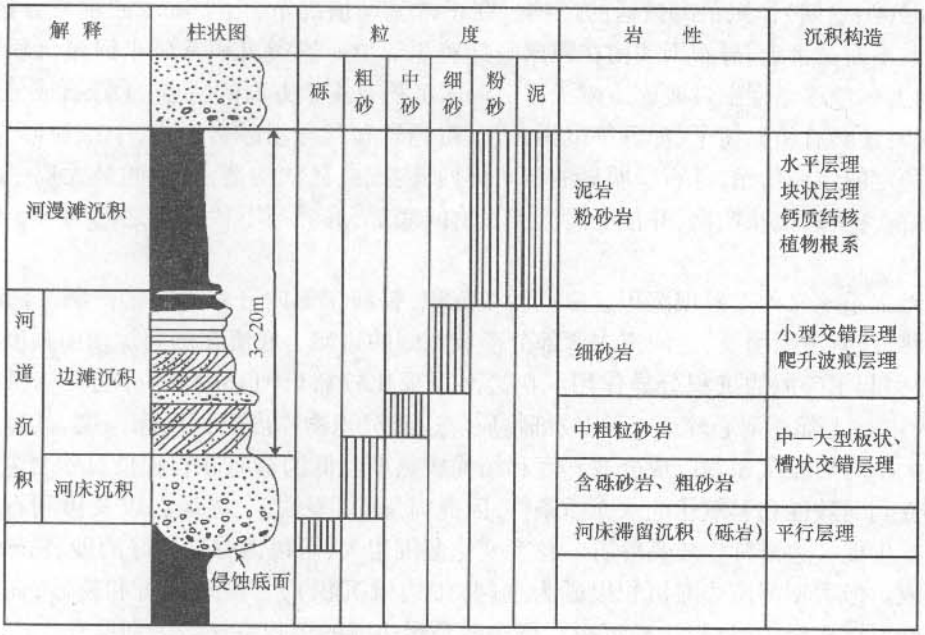

图 6－9　曲流河沉积层序

（据 G. De V. Klein，1972，J. R. L. Allen，1970，转引自沉积构造与环境解释编写组，1984，本文略加说明）

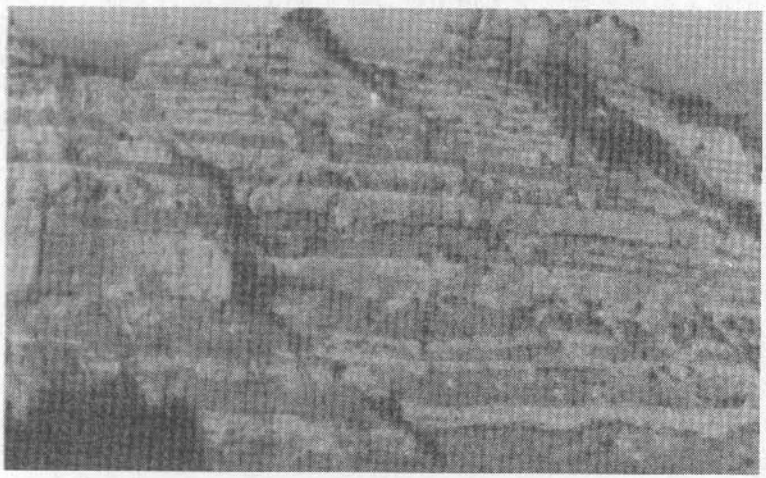

图 6－10　曲流河沉积特征剖面实例

（据顿哈姆，转引自孙永传、李蕙生，1986）

美国加利福尼亚州渐新统

最高峰时(洪水期)作短距离搬运的产物。在正常流动情况下,由于流水冲刷与分选作用,细粒物质不断被带走,砾石则残留在河床底部较深部位。这类沉积常位于河流沉积剖面的底部,向上颗粒逐渐变细过渡为边滩沉积。河床沉积有4个方面的特点:①砾石成分一般较复杂,有时还会有植物树干、泥砾等沉积;②以粗砾岩和含砾粗砂岩为主,中细粒砂岩较少;③由于稳定的水流作用,砾石呈明显的定向排列,构成叠瓦状构造,砾石的最大扁平面倾向河流上游;④呈透镜状产出,并位于河流沉积物的底部,底界与下伏地层之间为一个明显的侵蚀面。

边滩沉积 又称点砂坝沉积或曲流砂坝沉积,是河床侧向迁移作用的产物。随着河流不断迁移,浅滩不断增长,在河流内弯部分形成宽阔的边滩。底流在侧向运动中强度逐渐减弱,因而引起了碎屑的沉积分异作用。在边滩下部比较靠近河心的部位,沉积较粗的颗粒(以砂为主);上部离河心较远,沉积较细物质。边滩沉积物厚度近似河床深度,其宽度取决于河流大小。边滩沉积物以成分成熟度和结构成熟度较低的岩屑砂岩和长石砂岩为主。一般为中性到弱酸性和弱氧化的水介质条件,因此海绿石、菱铁矿、绿泥石以及伊利石等自生矿物不能生成。边滩常生成高岭石。粒度变化范围很大,可以由分选不好的砂、粉砂和泥等混合而成。但大型河流边滩沉积以砂为主(称细边滩沉积),含少量砾石和粉砂;而较小河流则以砾石沉积为主(称粗边滩沉积),细边滩与粗边滩的沉积特征与区别见表6-2。在粒度分布上,主要由跳跃总体和悬浮总体组成,牵引总体不发育。主成分的跳跃总体斜率中等至较高,分选中等到较好;悬浮总体呈低斜率,含量少、分选差;二者的截点突变,大约在3~3.5Φ。边滩沉积中,层理非常发育,主要以大、中型槽状交错层理和板状交错层理为主,在较细的沉积物中也常出现各种中型交错层理。在垂向上,一般自下而上由大型交错层理逐渐变为小型交错层理。依据沉积构造垂向变化或垂向共生组合特点,可以建立典型的边滩沉积层序。以四川资阳沱江现代边滩沉积为例(图6-11),自下而上是:河床底部冲刷面→河床滞留砾石(块状构造)→具有大型槽状交错层理的粗粒砂→有平行层理的中、细砂→具有板状交错层理的细砂→具有爬升波痕层理和小型交错层理的细砂或粗粉砂。

表6-2 细边滩与粗边滩的沉积特征与区别

沉积特点	细边滩	粗边滩
河床稳定性	高	稍差
砂体几何形态	多层的,砂泥比值低	透镜状,砂泥比值高
沉积构造的垂向序列	(4)小型交错层理,小型槽状交错层理	(4)平行层理,小型槽状交错层理
	(3)平行层理	(3)大型槽状交错层理
	(2)大型板状交错层理	(2)小型板状交错层理,小型槽状交错层理
	(1)平行层理、大型槽状交错层理	(1)大型槽状交错层或块状层理
粒度变化	向上变细	无一定变化趋势

(据刘宝珺、曾允孚,1985)

(2)河漫滩沉积

在洪水泛滥期间,河水溢出到两岸平原中较低洼部位,称河漫滩(泛滥盆地)。这里的沉积物主要是洪水带来的悬浮载荷,形成的岩石有泥岩、粉砂岩以及薄层泥质灰岩。层理一般不发育,有时见水平层理。在气候干燥地区,可见泥裂构造和钙质及铁质结核。在潮湿条件下,植物生长茂盛,进一步可发展成沼泽,形成大量有机物质堆积,甚至出现煤层。

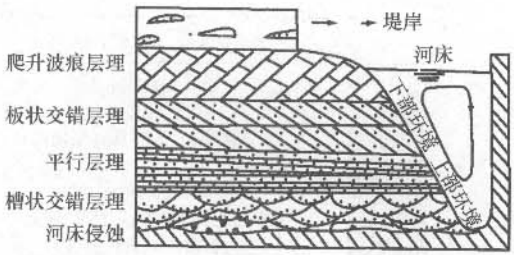

图 6-11　四川资阳沱江现代边滩沉积层序
(据刘宝珺等,1980,转引自余素玉、何镜宇,1989)

(3)堤岸沉积

包括天然堤和决口扇沉积。天然堤是由于洪水期河水漫越河岸,当河水流速降低时,携带的大量悬浮物质在岸边很快沉积下来。其沉积物质比边滩细,主要是粉砂和泥,二者常呈薄互层,粉砂层和泥层一般厚几厘米到几十厘米。

在高水位时(洪水期),过量的河水冲开天然堤,在堤岸靠近平原一方的斜坡上,形成由树枝状水系而成的扇状堆积物,称决口扇。它是一种透镜状或舌状砂体,厚度不大,从十几厘米到几米,由细砂和粉砂组成。此外,可见小型交错层理,常见冲刷构造以及植物和动物化石。

(4)牛轭湖沉积

牛轭湖的形成与曲流河有关,当河流发生截弯取直时,废弃河道即为牛轭湖。牛轭湖沉积主要是洪水期带来的细粒物质,如粉砂、泥质和有机质等。粉砂中具小型交错层理,粘土中发育水平层理。可见淡水软体动物残骸和植物碎片。沉积物呈透镜状,延伸可达几公里,厚度可达数十米。

(5)曲流河沉积模式实例

艾伦提出的典型沉积模式特点可概括如下:①以陆源碎屑岩为主,从下到上依次为砾岩、砂岩和泥岩,岩性变化频繁,极不稳定,上部偶见泥质灰岩薄层;②沉积构造向上变小,交错层理类型由大型变到小型,向上逐渐出现波状和爬升波状层理,中间夹有水平层理,并可发育泥裂、雨痕等;③常见植物印痕和植物根,可能有泥炭和煤,也见少量淡水软体动物腹足类和双壳类化石。

该沉积模式反映曲流河宏观标志组合。在微观上,这些岩层特别是砂岩,在粒度分布、他生和自生矿物成分及其组合特点等方面都比较明显。英国下泥盆统下部老红砂岩是研究的比较早的典型曲流河层序(图 6-12)。

3. 辫状河的沉积模式

辫状河由一系列宽而浅的河道、河道砂坝及冲积岛组成(图 6-13)。也就是说,河道砂坝(心滩)和冲积岛是辫状河特有的地貌特征,其边滩不发育,河漫滩发育较少。心滩主要

	主要特征	解　释
1	1. 灰—红色粗粉砂岩、少量钙质结核，下部具有生物潜穴	漫岸洪水垂向加积沉积，为岸后沼泽区
2	2. 红色细粒砂岩，向上渐变为粉砂岩，具生物潜穴	漫岸洪水垂向加积沉积，是个天然堤沉积
3	3. 紫色细—中粒砂岩、粉砂岩，分选好，槽状交错层理	由边滩侧向加积形成河道沉积，床沙载荷的砂形成新月形“沙垄”，水流强烈多变
4	4. 切割下伏粉砂岩，具少量有方向性冲刷构造	迁移河流的河床最深部分的冲刷

图 6－12　英国下泥盆统下部老红砂岩的剖面结构

（据 J. R. L. Allen，1964）

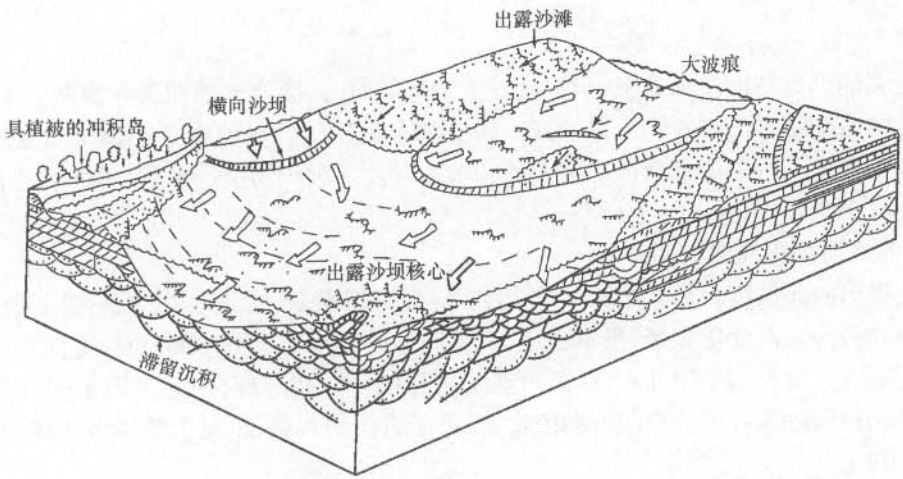

图 6－13　辫状河的沉积模式图

（据 R. G. Walker，1984，转引自王良忱、张金亮，1996）

由粗粒沉积物组成。但是，有时在河流的中、下游，由于河流中负载含量高，沉积物虽细，亦可表现为辫状河流性质，如印度的布拉马普特拉河及我国黄河中、下游即属此例。这时，其沉积特征也就不易与曲流砂坝相区别。故以下重点叙述由粗粒沉积物构成的辫状河流沉积

特征。

（1）河道沉积的基本特征

辫状河的河道沉积主要为心滩沉积，地貌单元可以分为活动性心滩和相对稳定的河间冲积岛。

活动性心滩　上游方向较陡，并有一深潭相伴生，这里主要遭受侵蚀作用。砂坝下游一方则较平缓，主要发生沉积作用。因此，河道砂坝是逐渐向下游迁移的，靠近其上游部分由粗粒物质组成，向下游部分变为细粒物质。同时存在侧向和垂向的侵蚀和加积作用，并在砂坝的下游方向和凸岸产生前积纹层。在河道砂坝表面上，经常发育有各种底形，如巨波痕、大波痕等，发育不同类型的交错层理。在低水位期（枯水期）、洪水期以及河道废弃以后，可发生细粒悬浮物的加积作用，但不如曲流河发育。

河间冲积岛　它在河道中的位置较固定，大多成为有植被生长的岛链。其表面常发育泛滥平原的细粒沉积，或被砂坝遭受侵蚀以后遗留下的残余物所覆盖，从而使其加积增长，地势较高，并有植物生长。

（2）心滩的形态分类

史密斯（D. G. Smith，1974）根据心滩的地貌形态、大小以及它们与河岸的关系提出了四种主要心滩类型，即纵向砂坝、横向砂坝、斜向砂坝和曲流砂坝（图6－14）。其中曲流砂坝较为少见。

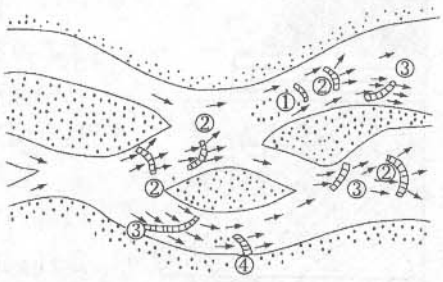

图6－14　不列颠哥伦比亚踢马河中的砾石质砂坝类型

（据柯林森，1982，转引自孙永传、李蕙生，1986）

①纵向砂坝；②横向砂坝；③斜向砂坝；④曲流砂坝

纵向砂坝　是与水流方向平行的长形沙体，其分布方向与河道的延伸方向基本一致。它们是在浅水地区由平行于砂坝的单向水流形成的，常见于砾石质辫状河流的端部。其沉积物通常由粗粒的砂砾物质组成。砂坝的上游端遭受侵蚀，下游边缘接受沉积。在砂坝内部主要由具板状交错层理的砾石和砂组成。

横向砂坝　横向砂坝的延伸方向与水流的流向近于垂直。它们常常形成于河道变宽或深度突然增加而引起的流线发散的地带，在砂质辫状河中更为常见。横向砂坝的上游部分较宽阔，而其下游边缘常为直的、朵状或弯曲的。横向砂坝在形成过程中，首先由砂、砾沉积物加积到平衡状态，然后通过滑动面的顺流延伸而生长，并产生板状交错层理，而且，其前积纹层往往是高角度的。

斜向砂坝　一般具有长的轴，而且其延伸方向与主水流流向斜交。它们大多是由于主河道弯曲时水流流量不对称而产生的。砂坝的横断面大致呈三角形，并具有由滑动面或浅滩组成的下游沉积边缘。与纵向砂坝相似，当滑动面崩落或浅滩迁移时，可形成板状交错层理。如果沉积物很粗，则产生不明显的水平层理和角度极低的板状交

错层理。

曲流砂坝 在辫状河中较为少见，其典型特征与曲流河边滩沉积相似。

(3) 辫状河沉积层序

辫状河沉积序列模式比较复杂多样，现以加拿大魁北克省加斯佩半岛泥盆系辫状河砂岩的沉积序列为代表(图 6－15)。图中显示了自下而上由粗变细的正旋回层序，反映了水流能量逐渐减弱的沉积过程。最底部为河道底部残留沉积物，以粗砂岩和含砾砂岩为主，与下伏层呈侵蚀冲刷接触。其上为大型槽状交错层理含砾粗砂岩(A)、具槽状交错层理粗砂岩(B)及板状交错层理粗砂岩(C)。砂坝顶部沉积物主要为小型板状交错层理砂岩(D)和大型水道冲刷充填交错层理砂岩(E)。顶部薄的垂向加积沉积物包括波状交错层理粉砂岩和泥岩互层(F)。

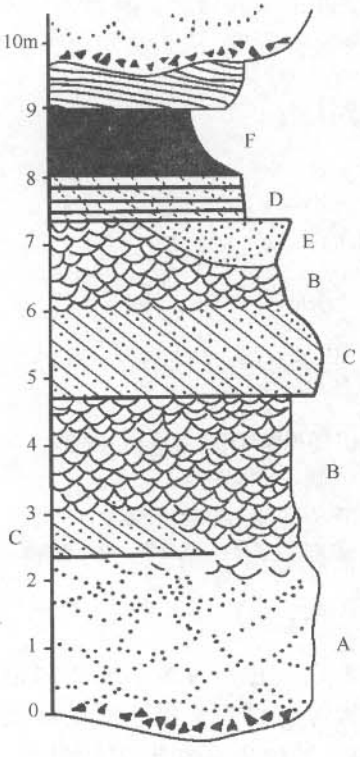

图 6－15 加拿大魁北克省泥盆系辫状河沉积的垂向层序
(据 D. J. Cant and R. G. Walker, 1976)

辫状河流沉积特征主要为：①粒级较粗，砂砾岩较发育；②层序下部发育由心滩迁移而形成的各种层理类型，如块状层理或不明显水平层理、大型板状交错层理、大型槽状交错层理；③泛滥平原细粒沉积物较薄或不发育；④心滩沉积的岩石比边滩更加复杂，粒度总地来说较粗，其中又有细粒夹层，同时边滩和心滩概率累积粒度曲线具有明显的区别(表 6－3)。

边滩沉积物以砂为主，混有砾、粉砂和粘土；有的以砾石沉积为主。沉积物粒度取决于河流的水动力条件；在同一边滩中，离河心较近的边滩下部，其粒度要比离河心较远的边滩上部粗。沉积物成分复杂，成熟度低，常含有植物树干和碎片。概率累积粒度曲线通常由斜率中等到较高的跳跃总体和斜率低的悬浮总体组成，S 截点一般为 3 ~ 3.5Φ，牵引总体不发育(图 6－16)。

心滩沉积物比边滩粗，常为砾石和粗砂，有时常夹细砂和粉砂层，岩石成熟度更低。典型的概率累积粒度曲线是以牵引总体为主，占 50% ~ 70%，跳跃总体不发育，斜率也低，悬浮总体平均占 30% 左右(图6－17)。

北京西山军庄一带上二叠统红庙岭组中部也是辫状河沉积的典型剖面实例。岩性为砂岩、砂砾岩或含砾砂岩夹页岩，含植物茎干化石。“二元结构”不很明显，上部单元的发育较少(图 6－18)。

表 6－3　曲流河与辫状河沉积特征区别

	曲流河	辫状河
沉积物的成分	成熟度较高	成熟度较低
粒度	粒级较细，以砂为主，混有砾、粉砂和粘土	粒级较粗，砂砾岩较发育，有细粒夹层
概率曲线	二段式，由斜率中等到较高的跳跃总体和斜率低的悬浮总体组成，跳跃总体为主，S 截点一般为 3～3.5Φ，牵引总体不发育	三段式，以牵引总体为主，占 50%～70%，跳跃总体不发育，斜率也低，悬浮总体平均占 30% 左右
沉积构造	交错层理类型由大型变到小型，向上出现波状交错层理和爬升波状层理，夹有水平层理，发育泥裂、雨痕等	层序下部发育由心滩迁移而形成的各种层理类型，如块状或不明显水平层理、大型板状交错层理、大型槽状交错层理
沉积序列	“二元结构”清晰，上部单元较厚	“二元结构”不明显，上部单元较薄或不发育

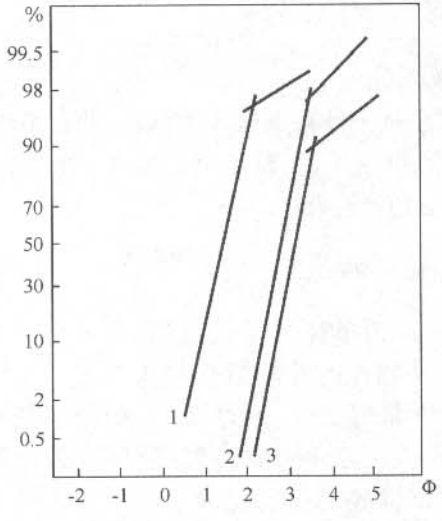

图 6－16　边滩沉积的概率累积粒度曲线
（据 R. P. Glaister and H. W. Nelson，1974）
1、2、3 分别为样品编号

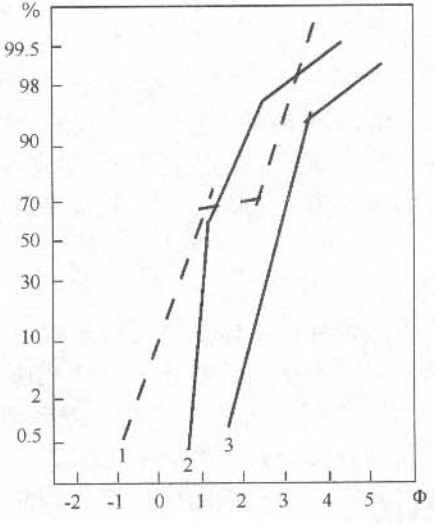

图 6－17　心滩沉积的概率累积粒度曲线
（据 R. P. Glaister and H. W. Nelson，1974）
1、2、3 为样品编号，2、3 是 1 的夹层

4. 冲积环境沉积类型组成

冲积环境沉积是大陆环境中经常性水流冲积作用的产物。通常有 3 种形式的组合：

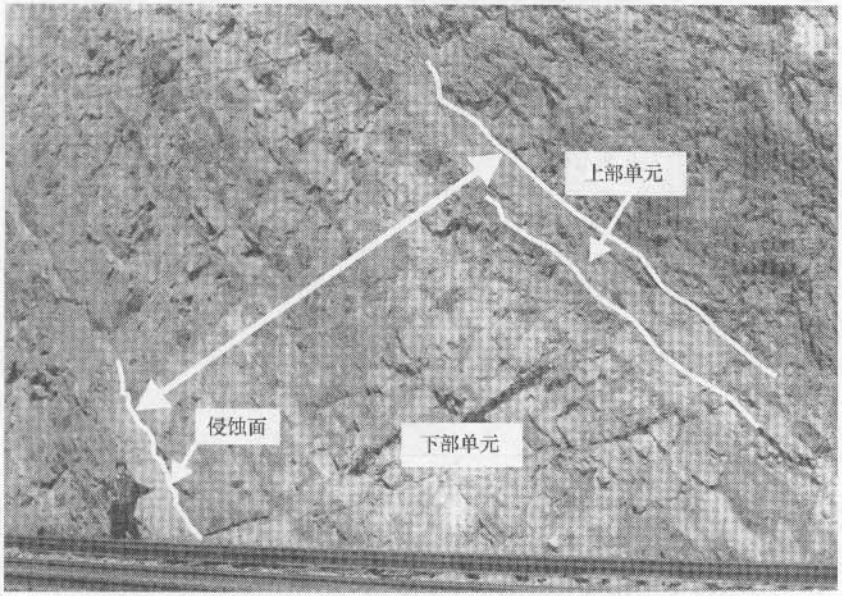

图 6－18 辫状河沉积特征剖面实例

（陈建强摄于 2001 年）

北京西山上二叠统红庙岭组

①在上游，与暂时性水流作用形成的冲积扇相连接或位于冲积扇体系中，构成冲积扇组合；②在中游，形成广阔的洪泛平原，构成洪泛平原组合；③在下游，洪泛平原继续发展，可进入海（湖）岸平原及三角洲环境，构成海（湖）岸平原-三角洲组合。

三、河流沉积与油气资源的关系

河流相沉积砂体是油气储集的良好场所。古河流砂体如果接近油源，可成为油气的储集岩。由于河流砂体岩性变化快，其内部储油物性的非均质性较为明显。垂向上以旋回下部河道沉积边滩或心滩砂质岩储油物性最好，向上逐渐变差；横向上透镜体中部储油物性较好，向两侧变差。古河流砂体可形成岩性圈闭油藏、地层－岩性圈闭油藏以及构造－岩性圈闭油藏。目前，这类油藏在世界上已发现的油田中所占比例较少，但各地不断有所发现。如美国怀俄明州下白垩统砂岩中的凯奥蒂溪油田、米勒溪油田，加拿大阿尔伯达省贝尔希尔油田都为河流相的岩性油藏和地层－岩性油藏。我国鄂尔多斯盆地中生界的油田也属河流相成因；渤海湾盆地上第三系馆陶组相继发现了河流相砂体储集层的大型油气田，如胜利油田的孤岛和孤东油田，是上第三系馆陶组河流相砂体作为储集层的大型高产油田。

第三节　湖泊环境及相模式

一、湖泊环境的一般特征

湖泊面积可由几平方公里到十几万平方公里，其水动力条件与海洋较相似，但也有区别。湖泊以湖浪和湖流作用为主，基本上没有潮汐作用，且受河流流水影响要大些。湖水可以由淡水到超盐水，其中陆相生物发育，但随盐度增高而减少。随着洪水期和枯水期的变化，湖水水位和湖泊面积可有相当大的变化。

湖泊可按不同原则分类（表6-4）。按地理位置可分为内陆湖和近海湖，海拔位置低的近海湖在地质历史演化过程中可遭受到间歇性海水浸漫，这种湖泊被称为海漫湖，我国东部地区上白垩统到下第三系中有不少海漫湖沉积分布。按湖泊是否外泄可分为内流湖和外流湖，前者河流从四周流入湖泊，湖水不发生外泄，如青海湖；后者除了有河流注入外，又与更大河流相通，湖水发生外泄，如鄱阳湖、洞庭湖。常用分类是按盐度和沉积物性质，将其划分为陆源碎屑淡水湖和碳酸盐-膏盐湖。现将这两类湖泊及沉积物特征简要介绍如下。

表6-4　湖泊的主要类型

分类依据	类　型
按成因	构造湖、火山湖、冰川湖、堰塞湖、岩溶湖、潟湖、人工湖
按地理位置	内陆湖、近海湖、海漫湖
按湖泊是否外泄	内流湖、外流湖
按盐度和沉积物性质	陆源碎屑淡水湖、碳酸盐-膏盐咸水湖

二、陆源碎屑淡水湖泊相特征

陆源碎屑湖泊是最常见的湖泊类型，理想的湖泊沉积模式在平面上呈环带状分布（图6-19），从边缘到中心，沉积物粒度由粗变细，但各带不一定很连续，分布亦可不规则。

湖泊可分为几个主要亚环境（图6-20），洪水湖面与枯水湖面之间为滨湖区；枯水湖面与浪基面之间为浅湖区；浪基面以下为深湖区。

湖泊实际沉积比上述理想模式复杂得多。由于流入湖泊的河流影响，在湖的边缘地区可形成三角洲砂体；因浊流作用，在深湖地区可发育粗粒物质的浊流沉积。总之，各种因素都可破坏沉积物环带状分布的规律性。如果有充足物源供应，三角洲和浊流砂体可以在湖内延伸相当远，不局限于某一深度而自成体系。

如果考虑河流注入湖泊的复杂因素，从陆地向湖心，其沉积体系或沉积物分布模式是：湖泊三角洲沉积（或湖湾沉积）—滨湖沉积—浅湖沉积—深湖或浊流沉积。

湖泊相可细分出如下几个亚相：湖泊三角洲亚相、滨湖亚相、浅湖亚相、深湖亚相。各亚

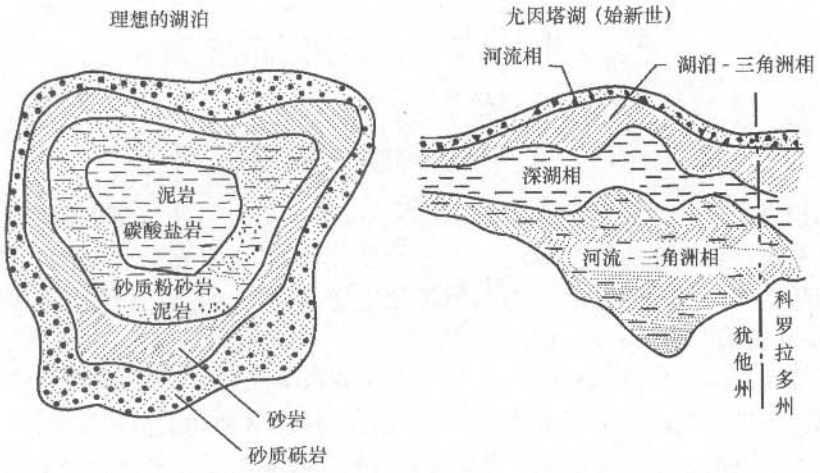

图 6 - 19　理想的湖泊沉积物平面分布模式与北美尤因塔湖（始新世）的简略相模式比较图
（据 M. D. Picard and L. R. JR. High, 1972，转引自王良忱、张金亮, 1996）

相的特征如下（表 6 - 5，图 6 - 19，图 6 - 20）。

表 6 - 5　湖泊沉积的基本特征

亚相	岩性	沉积构造	生物化石
滨湖	以砂岩、粉砂岩为主，砾岩少见；碎屑磨圆度、分选性较好，可见生物屑、或鲕粒灰岩	小型交错层理、波状层理、变形交错层理、泥裂、雨痕、冰雹痕、虫迹及冲刷构造	化石保存多不完整，主要有双壳类、鱼类、腹足类、介形类等
浅湖	以粉砂岩、泥岩为主、少量透镜状细砂岩，可见紫红色微晶灰岩或白云岩	不规则的水平层理、小型交错层理；可见脉状层理和透镜状层理及浪成波痕	化石丰富，保存较好，有薄壳腹足类、双壳类、介形类、叶肢介、鱼类及植物等
深湖	深灰—灰黑色泥质岩、页岩、泥灰岩与油页岩，有机质含量高	有时夹重力流沉积微细水平层理，有时可见季节性纹层	化石丰富，保存完整，主要有鱼类、介形类、双壳类、腹足类等

（1）湖泊三角洲亚相

湖泊三角洲（图 6 - 21、图 6 - 22）在淡水湖泊碎屑沉积中较常见，分布在物源区（河流注入湖泊）一侧，而且出现在水退时期。由于湖泊的波浪作用弱，仅为河控三角洲。其沉积特征与海相河控三角洲相似，惟规模小得多。由顶积层、前积层和底积层三部分组成。顶积层实际上为河流沉积，一般以砂质为主，具有与河流沉积类似的板状交错层理和槽状交错层理。前积层主要为粉砂和细砂沉积，并含较多的生物碎片，具特征的曲线型的前积交错层理

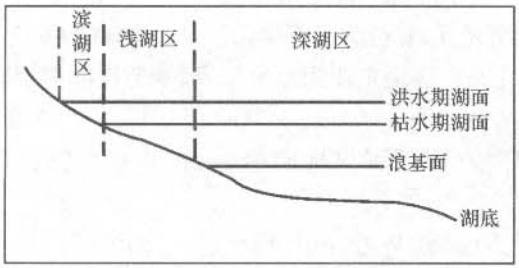

图 6－20　湖泊的亚环境划分
（据吴崇筠，1981，转引自孙永传、李蕙生，1986）

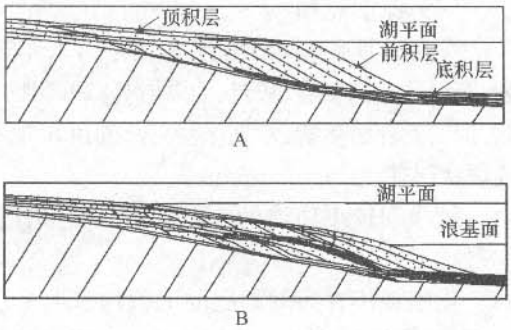

图 6－21　湖泊三角洲的构造及层序
（据曾允孚、夏文杰，1989）
A—稳定湖水面；B—变动湖水面

以及粒序层理、小型交错层理、砂泥互层水平层理，或因生物扰动强烈而层理不明显。底积层则为粉砂和泥质沉积，生物碎片较多，富含有机质，具水平层理或因生物扰动而层理不明显。这三部分沉积是在湖水面比较稳定的情况下形成的，当湖水面变动较大时，就可以复杂化而形成一系列透镜状砂体。

（2）滨湖亚相

滨湖区由于湖浪作用而使水介质能量较高。开阔型湖岸可形成砂质湖滩，若湖岸较陡时，可形成砾石质湖滩，沉积物以砂和粉砂为主，有时有砾石，一般分选性和磨圆度较好。湖滨沉积物中多见异地搬运而来的生物介壳，可富集堆积成介壳滩。中至大型交错层理和小型交错层理发育，可有干裂、雨痕、波痕、虫迹、冲刷构造等。

（3）浅湖亚相

浅湖区水介质能量变低，沉积物以粉砂和泥为主，夹有细砂透镜体。砂岩粒度均匀，分选性亦较好，生物化石丰富，保存较完整。层理以不规则的水平层理和小型交错层理为主，可见浪成波痕。

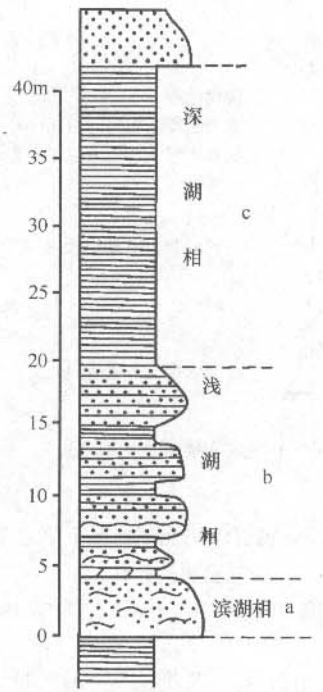

图 6－22　陕甘宁盆地中下侏罗统湖泊沉积层序
（据陕西省区域地质调查队资料编绘，转引自魏家庸等，1991）
a—波状层理的细砂岩，分选、磨圆较好；b—深灰色粉砂岩夹泥岩条带，水平层理，波状层理；c—黑色泥岩，水平层理，含黄铁矿结核及鱼骨屑

（4）深湖亚相

深湖区因不受湖浪影响，故多半为水体安静的还原环境。常为暗色泥岩和页岩，少量粉砂岩，有时还有泥灰岩、灰岩、油页岩等。沉积物富含有机质，往往为良好生油层。一般缺乏底栖生物，但可有浮游生物，常见保存完好的鱼和介形虫化石。层理主要为水平层理、季节性韵律层理或块状层理。

较浅和较小湖泊的深湖区不一定是还原环境，因而可出现底栖生物，并有生物扰动构造。

我国现代青海湖湖底的沉积物基本上符合以上理想环带分布，特点是：①湖滨砾石较少出现，仅在湖泊南北呈零星分布；②砂质沉积物分布在从湖滨至水深 12m 内的浅湖，呈环带状分布；③各种淤泥在湖水深 12 ~ 29m 的广大湖底沉积，主要为粉砂质淤泥；④鲕状砂分布于湖泊沙岛一带，不呈带状分布。

（5）深湖中重力流沉积



图 6－23　黄骅坳陷北部地区下第三系砂三段浊流砂体

（据孙永传等，1980，转引自余素玉、何镜宇，1989）

深湖亚环境中也可以出现重力流沉积，例如，深水浊积扇沉积是由湖泊三角洲或其他湖岸沉积物，在外力作用下发生滑动或滑塌，经再搬运和再沉积作用，在湖泊深水地区堆积而成的扇形或舌状砂体。这种湖泊浊积层序多数符合著名的鲍马层序。如黄骅坳陷北部地区下第三系沙三段浊流砂体可作为此种类型的代表（图 6－23）。深水重力流水道沉积，可能主要是近源的洪水浊流在湖盆深水区的沟谷或断凹处堆积而成的条带状浊积砂体。

（6）湖湾沉积

在滨、浅湖地带，由于水浅，形成砂坝、障壁砂坝（岛）等砂体，使近岸水体被分隔，形成半封闭的湖湾。例如，在黄骅坳陷砂二段、砂三段地层中，发育有障壁砂坝与半封闭湖湾沉积。当砂坝不断推进时，可形成大致下细上粗的进积型沉积层序，自下而上为：湖盆块状或水平层理泥岩–障壁砂坝–半封闭湖湾泥岩夹白云岩和油页岩（图6－24）。如果砂坝不断向陆地方向推进，则出现退积型沉积序列，即自下而上为：半封闭湖湾沉积—障壁砂坝—湖盆沉积。

三、碳酸盐–膏盐湖泊相特征

这种湖泊主要出现在干燥半干燥气候区，少数在温暖气候区。一般为内流湖，沉积物缺

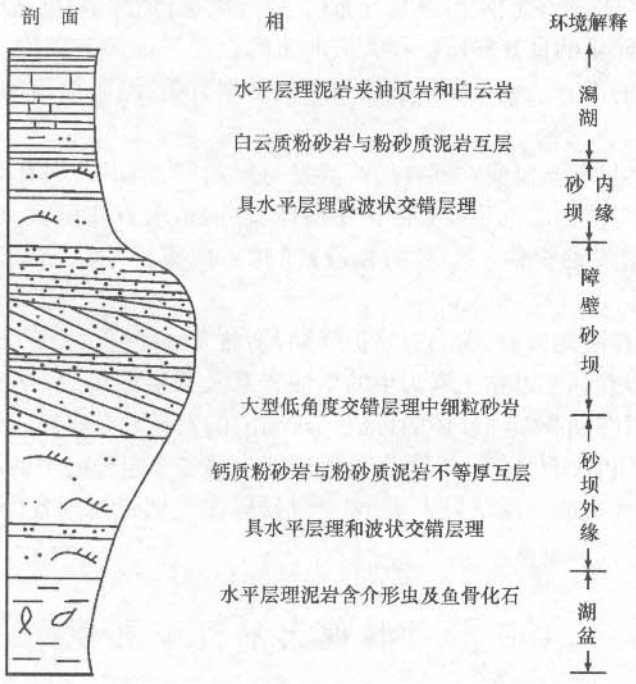

图 6－24　黄骅坳陷砂二段、砂三段湖湾沉积层序
（据孙永传等，1980，转引自余素玉、何镜宇，1989）

乏陆源碎屑物质，而以碳酸盐-膏盐物质为主，或两者兼有。

温暖地区的碳酸盐湖泊相沉积特征：当周围陆地为碳酸盐岩时，湖内可沉淀碳酸钙，碳酸钙的沉淀作用可通过藻类的活动，通常形成核形石。在较深的湖底上可出现泥灰岩与富含有机质层（浮游生物）的互层。

干旱地区的碳酸盐-膏盐湖泊相沉积特征：除了陆源碎屑物质外，随着湖水的浓缩可依次沉淀出碳酸盐、硫酸盐、钠盐、钾盐及镁盐。

四、湖泊沉积与油气资源的关系

碎屑湖泊相沉积具有良好的油气生成和储集条件，并能构成良好的生、储、盖组合，已发现丰富的油气资源。我国目前发现的陆相油气田都分布在碎屑湖泊相沉积中。

生油条件方面，深湖和半深湖亚相水体深，多属还原或弱还原环境，适于有机质的保存和向烃类的转化，是良好的生油环境，其暗色泥岩可成为良好的生油岩（烃源岩），如我国的松辽盆地、渤海湾盆地和苏北盆地的生油岩系就分别是白垩系和下第三系半深湖－深湖亚相的暗色泥岩，其厚度可达千米以上。

储集条件方面，大型碎屑湖泊沉积中发育各种类型的砂体，如三角洲砂体、水下重力流

砂体、滨浅湖滩坝砂体等，它们常因具有分布广、厚度大、近油源、粒度适中、生储盖组合配套等特点而成为油气储集的良好场所。如大庆油田的白垩系油藏与湖泊三角洲沉积有关；大港油田的下第三系的部分油藏与湖岸砂坝和障壁砂坝有关，泌阳油田的下第三系油藏与水下冲积扇沉积有关。

应当指出的是，目前不仅应在湖盆边缘寻找与三角洲、湖岸砂坝有关的储集层，而且还应在湖盆内部寻找与重力流沉积有关的储集砂体，特别是水下冲积扇和深水重力流水道砂体，后者可能为湖盆找油提供一个新的领域；同时还应重视隐蔽油藏和复式油气聚集带（区）的研究和勘探。

从湖泊的发育和演化来看，湖泊裂陷扩张期，湖盆大幅度持续稳定下沉，有利于深湖、半深湖亚相的发育，即有利于以粘土岩为主的生油岩系及盖层的形成；湖盆的抬升收缩期，有利于三角洲、滨浅湖滩坝等储油砂体的形成。若湖泊的发育具有多旋回性，在垂向剖面上可出现多个生、储、盖组合，而且第一个组合的盖层即为第二个组合的生油层，从而造成生、储、盖组合的垂向叠合。目前勘探结果表明，潮湿气候区多旋回近海湖盆的中部旋回生、储、盖组合最发育，油气资源最丰富。

第四节　其他大陆沉积环境

一、沼泽沉积环境及沼泽相

沼泽是指陆地上植物丛生、可有泥炭堆积的低洼潮湿地段。沼泽可以由湖泊淤积发生沼泽化而形成。湖泊与沼泽之间的过渡类型称作沼泽化湖泊，但也可以由洼地积水而沼泽化形成。当河漫湖演化成沼泽时则称为岸后沼泽；潟湖也可淤积而沼泽化，称滨海沼泽。

沼泽相具有如下特点：以黑色泥岩为主，其次为暗色粉砂岩，砂岩很少，沉积物中炭屑很多，并富含植物遗体，直立的植物根化石是很特征的标志；夹有煤线、泥炭和煤层，常见菱铁矿、黄铁矿结核，层理常常不清楚，泥岩由于被直立和交叉分布的植物根系所贯穿，而能沿任何方向破裂，即呈块状而无方向性，称作团粒构造或根土岩；有时可见水平层理及少量小型交错层理；沼泽沉积厚度一般不大，分布范围较小。

二、沙漠沉积环境及沙漠相

沙漠都分布在干旱地区，蒸发量大大超过降雨量，因此植被非常稀少。主要地质营力是风，但在暴雨期间可以形成一些间歇性河道（旱谷），流水在沙漠低洼处可汇集成沙漠湖，多半是间歇性的，也有常年性的，随着不断蒸发，可演变成盐湖或干盐湖，沉积膏盐。因此，在古代的沙漠风成沉积物中常夹有水成沉积物。

风成沙漠相有如下一些主要特点：沉积物以砂为主，分选和磨圆很好，粉砂和粘土含量很低，一般缺乏云母。其粒度分布有单众数的，也有双众数的，福克曾总结出风成双众数砂

特征：主要由粗砂、细砂、粉砂组成，粒径分别为0.5～1.0mm和0.09～0.18mm，两者粒径比为6:1或更大，中间大小的颗粒极少，每个众数本身分选良好，但总的分选是差的；一般情况下细-微粒砂是主要的，磨圆的粗砂杂乱地分布在细-微粒砂中，或呈纹状层互层。风成砂岩常呈红色。

层理可以有平行层理、小型或大型的交错层理，而最具特征的是特大型（层系厚度大于2～3m）的板状交错层理，个别层系厚度可超过10m。由交错层理显示的古风向，单向的或多向的均可出现，还可出现风成波痕。

三、冰川沉积环境及冰碛相

冰川环境的主要地质营力是冰川，现代冰川分布不广，但在地质历史上曾出现过几次大冰期。冰川有极强的搬运能力，能将水和风所不能搬运的巨大岩块运走。冰川消融时可形成冰水沉积物，并受到流水和波浪的再改造，成为冰水-冲积混合成因沉积物。冰川成为冰山漂浮在海洋中，消融时会形成冰川-海洋沉积物。

冰碛相的主要特点是：一般无分选或分选极差，粘土、粉砂、砂砾和巨大漂砾堆积在一起。碎屑通常没有磨圆现象。砾石表面有冰川擦痕。无层理，也没有生物化石。在冰川湖中可堆积有纹层状泥。