绪　言

沉积构造是沉积物和沉积岩中最常见而又最容易直接观察到的主要特征之一。无论是研究沉积物或沉积岩本身，还是解释沉积环境，都必然要涉及到沉积构造，尤其是原生沉积构造。沉积构造指的是沉积物在沉积时到石化之前由物理、化学、生物等作用在沉积物内部或者沿着沉积物与流体的界面所形成的构造，例如层理、波痕等。在沉积过程中产生的并受沉积条件所控制的沉积构造称为原生沉积构造（primary sedimentary structures），例如各种表面痕迹、交错层理等。在沉积物沉积之后和固结之前由准同生变形作用所形成的沉积构造（如滑塌构造）也可看作为原生沉积构造。而在沉积期后由压实作用、成岩作用等所产生的沉积构造则称为次生沉积构造（secondary sedimentary structures），如缝合线、成岩结核等。

研究沉积构造有助于：1）确定地层顶底，进而确定地层层序；2）确定沉积物搬运与沉积的方式、沉积介质的性质以及流体的动力状况；3）恢复沉积盆地中的古水流和古沉积环境；4）估计沉积后的物理与化学变化。因此，对沉积构造的研究历史悠久，已发表了大量的专题论文和专著（例如 Дитриевон, Либровичем, 1969; Pettijohn, Potter, 1964; Conybear, Crook, 1968; Pettijohn, Potter, Siever, 1973; Reineck, Singh, 1973, 1980; Pettijohn, 1975；刘宝珺，1980）。近年来，随着对现代沉积物中沉积构造的研究、用水动力学观点解释沉积构造以及水槽实验的开展，使得对沉积构造的认识更加深入和更加理论化了。有关这方面的内容可参阅 Middleton（1965）、Allen（1970,1982）等的有关专著。

但是，关于沉积构造，不仅术语繁多，而且分类也很不一致。一个合理的分类既可以使看起来似乎零乱的各种事物条理化，而且也会给研究工作和实际应用带来不少方便。沉积构造既可以根据它们的形状或几何形态以及产出位置作出形态分类，也可以按照它们形成时所涉及的作用进行成因分类。我们在综合前人研究成果的基础上，采用成因和形态相结合的分类方法，首先按形成机理将沉积构造分为物理成因的、化学成因的和生物成因的沉积构造三大类，并分别在第一、二和三章中加以描述。前两大类属于无机沉积构造，第三大类为生物沉积构造。然后，根据成因和形态特征，并考虑到实际应用的方便，作进一步划分（表 1）。

一定的水流作用于一定的沉积物，可以产生一定的原生沉积构造。也就是说，当水流条件相同时，必然形成基本特征相似的原生沉积构造。据此，可以将沉积构造与水动力条件有机地联系起来，并利用这种关系来解释形成该种沉积构造时环境中的水动力状况，进而作出环境解释。另一方面，也由于原生沉积构造在遭受成岩作用时很少改变其基本特征，而且研究和观察沉积构造不必依赖于复杂的仪器和花费很高的成本。因此，目前已广泛地利用原生沉积构造及其序列作为判别沉积环境的有用工具（例如，Reineck, Singh, 1973; Harms, Southard, Spearing, Walker, 1975）。当然，由于多数的沉积构造可出现于不止一种的沉积环境中，例如水流波痕在河流、海岸、甚至浊流环境中均可发育。因此，一般

表 1　沉积构造分类表

物理作用	化学作用	生物作用
物理成因构造	化学成因构造	生物成因构造
无机沉积构造		生物沉积构造
流动构造	结晶构造	生物遗迹构造
波痕	晶体印痕与假晶	足迹
冲刷痕	鸟眼构造	爬迹
压刻痕	示顶底构造	停息迹
其它表面痕迹	压溶构造	潜穴
层理	缝合线	钻孔
叠瓦状构造	叠锥	生物扰动构造
准同生变形构造	增生与交代构造	生物生长构造
负载构造	结核	植物根痕
球状与枕状构造	葡萄状构造	
滑塌构造		
喷出构造		
碎屑脉		
旋卷层理		
碟状构造		
坑丘构造		
暴露构造		
雨痕		
冰雹痕		
泡沫痕		
干裂		

都不把单个沉积构造的存在与否作为环境解释的确实标志。但是，人们通过广泛的研究，发现保存于沉积序列中的沉积构造的垂向序列或组合对特定环境来说却是典型的。这对于比较准确地判别沉积环境无疑是十分重要的。因此，我们将在第四章概括地介绍地质记录中常见的几种陆源碎屑沉积环境所形成的沉积构造序列或组合。

第一章　物理成因的沉积构造

物理成因的原生沉积构造，是由于沉积物在搬运和沉积时以及沉积之后不久，在流体流动、重力等物理因素作用下而产生的。它们大致可分为三类：流动构造、变形构造及暴露构造。

一、流 动 构 造

流动构造（current structures）系指沉积物在搬运和沉积时，在流体（主要是水和空气）的流动作用下形成的构造。其中有些是以沉积作用为主在沉积物表面或内部形成的构造，例如波痕、层理等。而且，多数内部构造与其表面特征有极为密切的成因关系，如某些交错层理就是由波痕的迁移和相互叠置所形成的。另一些则是在侵蚀作用下形成的表面构造，如冲刷痕和压刻痕。在古代沉积物中，可以发现它们在岩层底面上保存得更好些。

我们将流动作用形成的沉积构造归纳为六组，并在不同的标题下加以论述。

（一）波　　痕

波痕（ripples or ripple marks）是非粘结性物质（主要是松散砂）在水流、波浪或风的作用下形成的、具有波状起伏的表面痕迹，有人也称为波纹或沙纹。在现代和古代沉积物中，波痕是最常见的表面或层面特征之一。

一个波痕由一个脊和一个谷组成。因此，相邻的两个波脊共用一个波谷。在自然界中，单个波痕较少见，往往是成组出现。成组出现的、波脊近于彼此平行的波痕称为波痕列（ripple train）。

波痕通常是用平行于流动方向即垂直于波脊延长方向的纵剖面来描述其大小和形态的。下面简要地介绍描述波痕时所用的一些重要术语（图 1）。

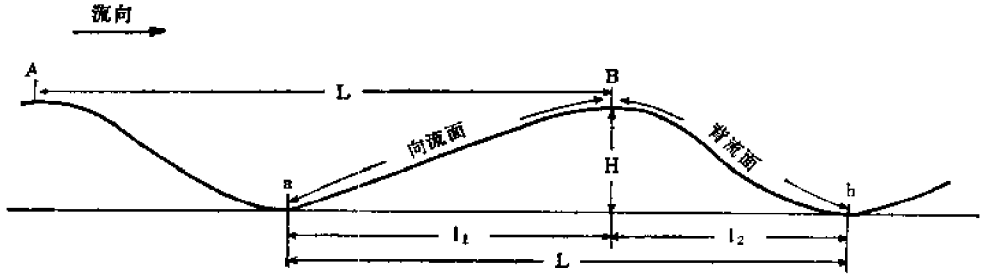


图 1　波痕要素图

A、B：脊点　a、b：谷点　*L*：波长　*H*：波高　l_1：向流面水平投影长度　l_2：背流面水平投影长度

脊点：波痕纵剖面上的最高点；

谷点：波痕纵剖面上的最低点；

向流面：波痕中面向流动方向的缓倾斜面；

背流面：波痕中背向流动方向的陡倾斜面；

波长(L)：在垂直于波脊的断面上，相邻的两个脊点或谷点之间的水平距离；

波高(H)：波痕的脊点与谷点之间的垂直距离；

波痕指数(RI)：波长与波高之比（L/H）；

对称指数(RSI)：向流面水平投影长度与背流面水平投影长度之比（l_1/l_2）。

波痕也可以根据波脊形态和波痕对称性进一步描述。此外，有人还使用了另一些描述术语，例如，表示波脊间平行程度的**平行指数**、说明波脊弯曲程度的**直度指数**、指示波脊延伸长度的**连续指数**等（Tanner,1967）。

关于波痕的分类，首先可以按形成动力分为水流波痕、浪成波痕、孤立波痕、干涉波痕、改造波痕及风成波痕，然后再根据其大小或形态进一步划分。

1. 水流波痕

单向水流在非粘结性物质的表面上所形成的波痕为水流波痕（current ripples）。波痕垂直于水流方向延长，向流面平缓，背流面较陡。可以利用这些特征来恢复水流的大致方向。水流波痕的脊有不同的形状：直线形、波曲形、链形、舌形、新月形、菱形等；可以是连续的，也可以是断续的。波脊形态的变化主要与水深和流速有关。一般来说，随着水深减小和流速增大，波脊形态由简单变复杂，由连续变断续（图 2）。

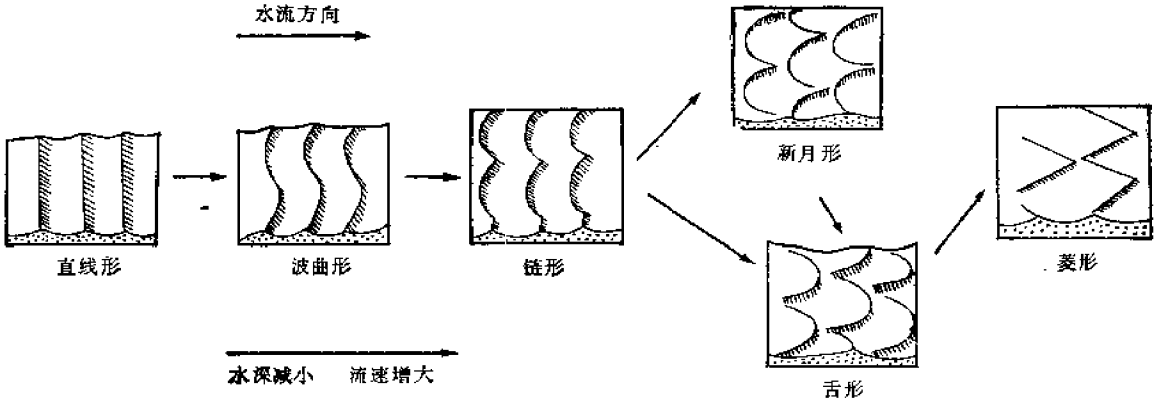


图 2　水流波痕的波脊形态（顶视）及其与水深和流速的一般关系的示意图

发育完善的水流波痕，由一个或几个向流面纹层、许多前积纹层以及一个或几个水平的底积纹层组成（图 3）。前积纹层是波痕的主要组成部分，其倾角和形态变化较大。前积纹层的倾角最大可达 35°，而形态可变化于直线形、切线形、凹形和 S 形之间。控制前积纹层倾角和形态变化的主要因素是：1）流速和底床切应力（bed shear stress），2）深度比，即水流深度与沉积盆地深度之比，3）沉积物类型（Joplin, 1963, 1965）。简单地说，随着流速的增大，前积纹层的形态从直线形——→切线形——→凹形——→S 形（图 4）。小的深度比（较深的水）有利于角度较陡的直线形前积纹层的沉积，而较大的深度比（浅水）则有利于

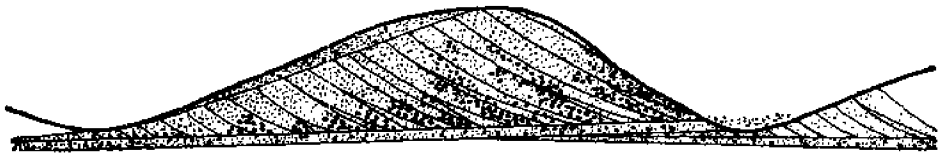


图 3　发育完善的水流波痕的内部构造和分选效应

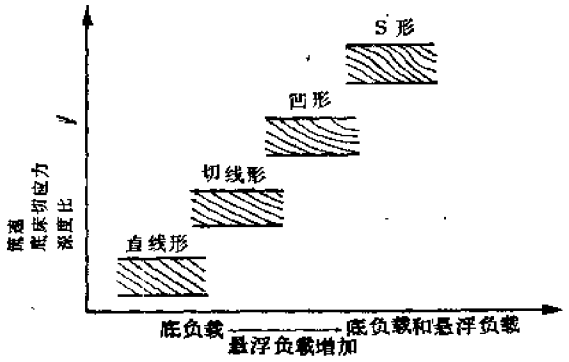


图 4　前积纹层的形态及其控制因素

（根据 Joplin，1965，略加修改）

发育缓倾斜的切线形前积纹层。当其它条件都相同时，沉积物变细或者粘土含量增多时，前积纹层的倾角减小。

在水流波痕中，粗颗粒往往集中在前积纹层的外侧和底部。也就是说，波谷中的沉积物比波脊上的粗（参见图 3）。这是因为颗粒在顺波痕背流面塌落时垂直于滑动面进行分选，因此粗颗粒往往堆积在外侧。另一方面，在重力影响下，较大的颗粒由于下降速度较快，趋于富集在背流面底部。但是，这种分选效应由于明显地受背流面长度的控制，因此在大波痕中比小波痕中表现得更清楚些。

（1）小水流波痕

波长在 4—60 厘米、波高在 0.3—6 厘米范围内的水流波痕称为小水流波痕（small-current ripples）。在描述中，为了简单起见，将“水流”两字省略，简称为小波痕。它的波痕指数总是大于 5，多数在8—15之间。小波痕不可能在粒径大于 0.6 毫米的砂中生成。因此，它们总是产于粒径小于 0.6 毫米的砂质表面上。能在细砂中产生小波痕的最低水流速度是 20 厘米/秒左右，粉砂中的则为 8—15 厘米/秒（Rees，1966）。

这种波痕在河流、海岸、潮坪等浅水环境中十分普遍，在湖泊、三角洲、陆架、甚至浊流环境中也是常见的。

小波痕按照波脊形态可以分为下列几种：

1）直线形小波痕（图版 1-1、2）　它们的波脊基本上成直线形延伸，且大致相互平行。它们与不对称浪成波痕的区别在于波痕形态较扁平，波痕指数有时特别大，波脊很少有分叉现象。这种波痕通常是在水流速度较低的情况下形成的。

2）波曲形小波痕（图版 1-3、4）　其波脊呈波曲形或弯曲形，延伸较长。相邻的波曲脊一般是不同相位的，即波脊的向前突出部分不在同一直线上。

3）链形小波痕（图版 2-1）　波脊的弯曲程度比波曲形的大，形似链子。但波脊基本上是连续的，实际上可看作为波曲形与舌形之间的过渡类型。

4）舌形小波痕（图版 2-2）　波脊不连续，呈舌形，向前（下游方向）伸出。舌形体的排列一般是不同相位的。

5）菱形小波痕（图版 2-4）　波脊不连续，单个波痕体大致为菱形，其下游侧有两个陡的背流面，它们相交成一个指向下游的锐角。它的另一个特征是波脊特别低，因此它们可能只以菱形或鱼鳞形图案出现在近于平滑的沉积物表面上。这种波痕一般是在高流速和极浅水（1—2 厘米深）的条件下形成的，有时甚至在几毫米厚的水膜下也可发育。它们往往由海滩上的回流所产生，故有人（例如 McKee, 1953）称之为回流痕（backwash marks）。还有一种波痕，其成因也与海滩上的回流有关，我们暂称之为低脊小波痕。它的特点是波脊呈连续的弯曲形，但特别低；向流面缓而长，背流面陡而短（图版 4-1、3）。形成这种波痕的水流速度可能要比产生菱形小波痕的小些。

显然，小波痕的波脊由直线形向菱形的变化，反映了水流能量的逐渐增大。因此，从直线形小波痕到菱形小波痕是一个连续变化的系列，其间存在着各种过渡类型。在自然界中，上述的这几种波痕可以单独出现，但实际上更多的则是以它们之间的过渡形态产出（图版 2-3，图版 3-1、2）。

（2）大水流波痕

波长在 0.6—30 米、波高在 0.06—1.5 米范围内的水流波痕可称为大水流波痕（mega-current ripples），简称为大波痕。这种波痕与水动力工作者所称的沙丘或沙垅（dunes）基本相当。它的波痕指数一般在 15 以上。

通过大量的研究，发现大波痕和小波痕与水流的一般关系是相似的。但是，大、小波痕之间却没有确定的中间形态。而且，在大波痕的向流面上可以同时产生活动的小波痕。所以，一般认为这两种波痕的成因模式是完全不同的。

大波痕主要产于粒径大于 0.6 毫米的砂中，多数发育于河流和潮道环境中，在海滩和潮坪上也常见到。但是，在古代沉积物中，保存完整的大波痕并不象小波痕那样常见。这大概是由于其个体较大，在露头上或岩心中一般难以鉴别；另一方面，也因其大而更易受到改造和侵蚀，通常只留下它的内部构造，即大波痕层理。

大波痕也可以按波脊形态分为：1）直线形大波痕（图版 4-4）；2）波曲形大波痕（图版 4-2）；3）新月形大波痕，波脊不连续，呈向后（上游方向）弯曲的新月形，即波脊两端相对于中部向前延伸（参见图2）；4）舌形大波痕和 5）菱形大波痕。最后两种比较少见。这些波痕的形态和内部构造与相对应的小波痕基本相似，所不同的只是规模和大小而已。

（3）巨水流波痕

波长在 30 米以上的水流波痕便称为巨水流波痕（giant-current ripples），简称巨波痕。它们的波长一般为 30— 1000 米，波高 1.5—15 米，波痕指数通常大于 30，有时可达 100。巨波痕的波脊一般呈直线形或波曲形（图版 5-1），向流面上常常上叠有大波痕。内部构造比较复杂，主要由大波痕层理组成，表现出内部构造与外部形态不协调。巨波痕与大波痕之间存在着过渡形态。因此，不少人并不区分这两种波痕，而将巨波痕与大波痕归为一

类。

巨波痕至少要在几米深的水中才能形成。所以，一般认为它们大多分布在水深较大的环境中，如浅海和大河中。但我们曾在北戴河鸽子窝的前滨下部见到过巨波痕（图版5-1）。

（4）逆行沙丘

逆行沙丘（antidunes）是指在弗劳德数（F）[1] 大于1的急流条件下，在松散砂质表面上形成的一种与水面波同相位的沙丘状构造，有人也称为反丘或者逆行沙波（regressive sand wave）。它们通常具有较长的脊，形态大致对称，波长一般为一厘米到六米，起伏较小，向流面和背流面均较平缓，波高一毫米到45厘米不等。

逆行沙丘可以向下游方向迁移，也可以保持原地不动，通常是向上游方向移动。相应地，逆行沙丘具有三种不同的内部构造。在第一种情况下，不明显的低角度纹层沉积在背流面上（图5-A）；第二种情况则是纹层覆盖在整个逆行沙丘上（图5-B）；在第三种情况下，水流从沙丘背流面上侵蚀出来的砂粒顺流运动，沉积在下一个逆行沙丘的向流面上。因此沙丘显示出向上游方向移动（图5-C），故称为逆行沙丘。

由于逆行沙丘是在水浅流急的条件下产生的，所以它们一般发育于海滩环境中。但

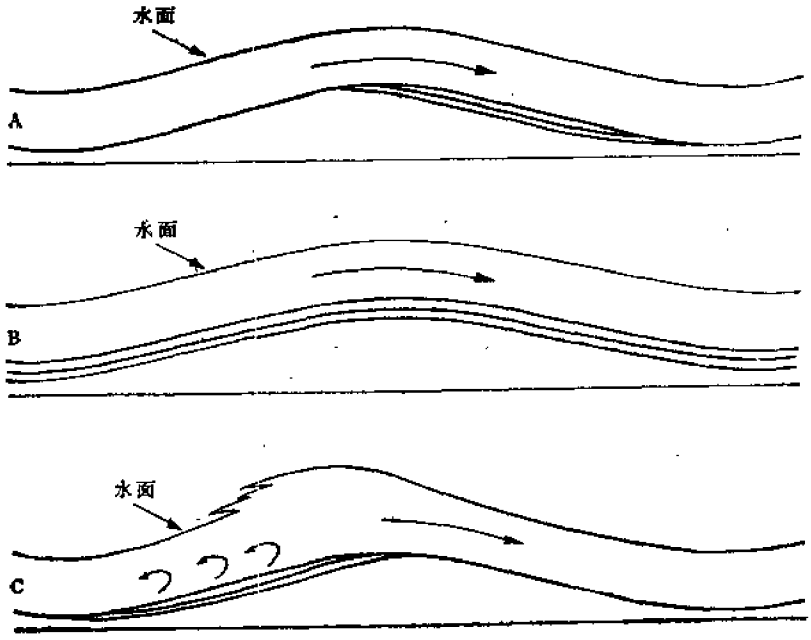


图5　逆行沙丘中三种沉积方式的示意图

解释见正文（据 Reineck, Singh, 1973）

在潮坪、河流及浊流等环境中也可见到。在古代沉积物中，保存完好的逆行沙丘很少见到。而且，由于逆行沙丘中的沉积作用是连续的，因而内部构造不甚明显，所以通常较难识别。它们一般以与平行层理伴生的逆行沙丘交错层理的形式保存在地质记录中。

1）$F = V/\sqrt{gh}$，其中 V 是流速，g 为重力加速度，h 是水流深度。

从以上对水流波痕的描述可以看出，它们的形成和变化，与水流速度、水流深度、沉积物粒度等参数有密切的关系。我们引用赖内克和辛格（Reineck, Singh, 1973）根据水槽实

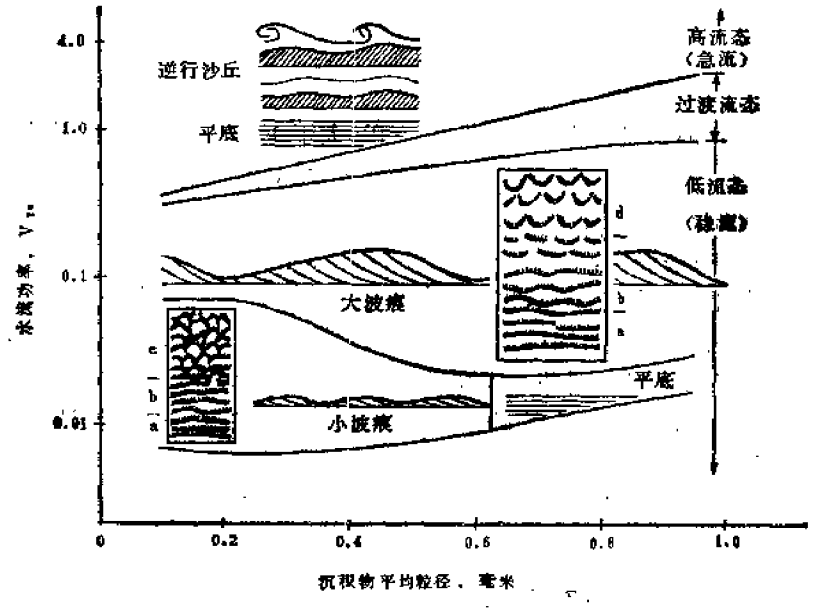


图 6　各种底形及其与沉积物粒度和水流功率的关系
（引自 Reineck, Singh, 1973）
a：直线形波痕　b：波曲形波痕　c：舌形波痕　d：新月形波痕

验资料所作的一张图（图 6）来说明这种关系。简单地说，在弗劳德数（F）小于 1 的低流态条件下，随着水流功率（$V\tau_0$ = 流速×流体和沉积物的比重×水流深度×能量梯度的斜率）的增大，在粒度小于 0.6 毫米的砂中，由没有沉积物运动的平底变为具有小波痕的底形，而且波脊形态由直线形——→波曲形——→舌形。当水流功率再增大时，小波痕变为大波痕。而在粒度大于 0.6 毫米的砂中，则是由低流态平底直接变为大波痕。其波脊形态也随着水流功率的增大由直线形——→波曲形——→新月形。水流功率再增大，也就是在 F 大于 1 的高流态条件下，首先出现有沉积物运动的高流态平底，接着产生逆行沙丘。在 F 近于 1 的过渡流态条件下，大波痕不稳定，出现大波痕到高流态平底之间的过渡底形。

2. 浪成波痕

浪成波痕（wave ripples），也称为摆动波痕（oscillation ripples），是波浪作用于非粘结性沉积物表面所产生的波浪形痕迹。它们的波脊一般较直，垂直于波浪传播方向延伸，而且往往表现出分而复合的现象。

控制浪成波痕形成和大小的因素主要有两个。第一，波浪的传播速度与波长。当波速为 9—90 厘米/秒时，波浪就会在砂质表面上造成波痕；当波速超过 90 厘米/秒时，波痕消失，变成有沉积物运动的平底（Inman, 1957）。波痕的规模趋向于随波长的增长而变大。第二个因素是沉积物的粒度。一般来说，粗砂中的浪成波痕要比细砂中的大，而波痕指数则比细砂中的小得多。

浪成波痕主要发育于浅水环境中，如湖滨、潮坪、海滩等环境。一般认为，水深超过200米便不能生成浪成波痕。

浪成波痕可以根据波脊的对称性分为对称的和不对称的浪成波痕。

（1）对称浪成波痕

对称浪成波痕（symmetrical wave ripples）的突出特征是波脊尖而对称（图版5-2），一般呈直线形，可以出现分叉（图版5-4）。波谷圆滑，沿轴部有时可出现平行的次级小脊（图版6-1）。这种波痕的波长一般为0.9—200厘米，波高0.3—23厘米，波痕指数4—13，大多数为6—7。

典型的对称浪成波痕的内部构造非常特征。波脊中的纹层表现出中心部分交叉叠覆的人字形构造，而波谷中的纹层则具有倒人字形构造。根据这种特征和波脊的对称形态，不难与直线形小水流波痕和不对称浪成波痕相区别。

（2）不对称浪成波痕

不对称浪成波痕（asymmetrical wave ripples）的特征是波脊具有不对称的形态，一般呈直线形，而且往往表现出分而复合的现象（图版5-3）。其波长一般为1.5—105厘米，波高0.3—20厘米，波痕指数5—16，大多数是6—8，对称指数为1.1—3.8。

这种波痕与直线形水流波痕很相似，也具有陡的背流面和缓的向流面（图版6-2、3）。其内部也由一个底积纹层和主体部分的许多单斜前积纹层所组成。一般可以根据下列特征区别这两种波痕：1）浪成波痕的波脊往往出现分而复合的分叉形式，而水流波痕的波脊则多中断并被别的脊所替代；2）波长小于4.5厘米的不对称波痕一般属于不对称浪成波痕，波痕指数大于15或对称指数大于3.8的不对称波痕则只能是水流波痕；3）浪成波痕的前积纹层往往表现出成束的分枝状，并且通过波谷延伸到相邻波痕的翼部上。

3. 孤立波痕

当水流或波浪作用于砂供应不足的非砂质表面上时所形成的不连续波痕就是孤立波痕（isolated ripples），在有的文献中也称为不完整波痕（incomplete or starved ripples）。它们往往呈孤立的、底平上凸的砂质透镜体出现在泥质表面上（图版6-4）。当孤立波痕嵌在泥质沉积物中时就组成了透镜状层理。这种波痕与正常波痕很相似，只是发育不完整而已。因此，其波高往往较低，波痕指数较大。

水流波痕和浪成波痕在条件合适时均可发育为孤立波痕。因此，孤立波痕可以按形成动力分为孤立水流波痕和孤立浪成波痕，然后分别按大小和对称性进一步划分。

孤立波痕的环境分布与水流波痕或浪成波痕相似，所不同的是它们大多出现在砂供应不足的环境中，如砂泥质海滩或潮坪上。

4. 干涉波痕

在浅水地区，由不同方向的波浪或者不同方向的水流与波浪同时或基本同时地联合作用于砂质沉积物表面所形成的波痕称之为干涉波痕（interfering ripples）。它们一般由不同方向的两组或两组以上的波痕组合而成；既可以是浪成波痕（对称或不对称的）与水

流波痕（绝大多数是小波痕）的相互叠加，也可以是两组浪成波痕的相交。因此，干涉波痕往往具有复杂的表面形态。

由于起作用的波浪和水流的方向、强度及影响顺序的不同，使得所形成的干涉波痕的形态变化多端，其内部构造也比较复杂。

这类波痕主要发育于水流和波浪同时存在或者有不同方向波浪的浅水地区，例如在潮坪和海滩上就很常见到干涉波痕。

干涉波痕可以根据形成动力分为波浪-波浪干涉波痕和波浪-水流干涉波痕。根据现有的报道和我们的实地观察，还没有发现水流-水流干涉波痕。这也许是由于在浅水区的同一地点上，不可能有不同方向的两股水流同时起作用的缘故。

（1）波浪-波浪干涉波痕

它们是由不同方向的波浪所形成的干涉波痕，通常由两、三组方向不同的浪成波痕组合而成。在这种干涉波痕中，不同组的浪成波痕可以都是对称的或不对称的，也可以是一组对称的，另一组不对称的；波长和波高可以是各不相同的，也可以是接近相等的；方向可以是相互垂直的，也可以是斜交的；可以是同时生成的，也可以略有先后。因此，它们表现出不同的形态，并且可以用其表面形态来形容。例如，叠瓦状干涉波痕（图版 7-1、3），鱼鳞状干涉波痕（图版 7-2），网格状干涉波痕（图版 7-4、8-1、9-1、10-1），麦穗状干涉波痕（图版 8-2），肋骨状干涉波痕（图版 9-2）。

（2）波浪-水流干涉波痕

它们是由方向不同的小水流波痕与对称或不对称浪成波痕叠加而成的干涉波痕。在这种干涉波痕中，水流波痕与浪成波痕或是同时形成的，或是浪成波痕叠加在先生成的水流波痕上。很少见到水流波痕叠加在浪成波痕上的现象。它们也有各种各样的表面形态，如梯格状干涉波痕（图版 10-2、4），串珠状干涉波痕（图版 11-1），斑块状干涉波痕（图版 11-2），网纹状干涉波痕（图版 11-3）。

此外，当波浪和水流联合作用时，如果波浪传播方向与水流方向垂直并且以波浪作用为主，就有可能形成波脊平行于水流方向的纵向波痕（longitudinal ripples）。在这种波痕的形成过程中，由于平行于波脊流动的弱水流有可能侵蚀波谷内的沉积物并顺流搬运，使波脊呈直线形，一般无分叉，形态往往是对称的或略为不对称的（图版 11-4）。如果波浪传播方向与水流方向平行并且两者都起重要作用，所形成的波痕就是波脊垂直于水流方向的横向波痕（transvese ripples）。当波浪传播方向与水流方向相同时，所形成的横向波痕是不对称的。它们除了波脊较圆滑外，很难与纯水流产生的波痕相区别，实际上可看作为水流波痕。当波浪传播方向与弱水流的方向相反时，由于弱水流有助于保持波痕的对称性，因此所产生的横向波痕是对称的，可以将它们视为对称浪成波痕。

5. 改造波痕

改造波痕（modified ripples）亦称变形波痕，它们是由于水位下降时波浪或水流改造先成波痕而使其形态发生变化的结果。这些先形成的、然后被改造的波痕可以是水流波痕，也可以是浪成波痕。

改造波痕一般发育于水位经常变化的浅水环境中。在潮坪和海滩沉积物中常常可以见到这种波痕。

在较深水中形成的较大的波痕，如果水位下降，波浪产生的表面波就变小，当它的有效作用深度刚好达到先形成的、较大的波痕的脊部时，就在其上产生较小的浪成波痕。一般是形成两个较小的浪成波痕。由这种过程改造而成的、具有两个波脊的波痕就称为双脊波痕(ripples with double crests)(图版 12-1、2、3)。

如果水位继续下降，先形成的脊尖谷圆的浪成波痕，就可能由于在波浪或水流的作用下，使波脊上的沉积物搬运到波谷中，从而变成脊圆谷尖的波痕，即圆顶波痕(crest-rounded ripples)(图版 14-2)。

当水位进一步下降到使波脊接近或部分露出水面时，强风在水面上产生的表面张力波可以将波脊的顶部或露出水面的部分削蚀掉，形成削顶或平顶波痕(capped-off ripples or truncated ripples)(图版 13-1、2)。波脊削去多少、取决于它露出水面的高度。我们也曾在潮坪上见到涨潮流所形成的水流波痕而后又被流速较快的落潮流所削顶的削顶波痕（图版 12-4)。

在水深较大、水流能量相对较高的情况下形成大波痕之后，如果水位降低、流速减慢，就可能在大波痕的向流面上产生小波痕并在其上进行迁移。这就是上叠有小波痕的大波痕(图版 14-1)。这种波痕显然是改造成因的。它与水流能量相对较低时产生的迁移大波痕上同时叠有活动小波痕的情况是不同的。其区别在于前者的大波痕往往伴有削顶现象(图版 14-1)。

在海滩上，由水流或波浪形成的波痕经常受到流速较快的回流的改造或冲刷，使波痕发生变形或受削蚀，形成形态复杂的回流改造波痕(图版 13-3、4)。

6. 风成波痕与风成沙丘

风在非粘结性沉积物的表面活动所产生的波痕即为风成波痕(wind ripples)。它们通常具有比较直的、长而平行的脊，形态不对称，有时波脊有分叉现象(图版 15-1)。波长一般为 2.5—25 厘米，波高 0.5—1 厘米，波痕指数 10—50 以上。而且，波痕指数的变化与粒度成反比，与风速成正比；对称指数则与粒度成正比，与风速成反比 (Sharp, 1963)。

由于砂粒在风的作用下主要是以跳跃和表面蠕动的形式进行运动，因此波脊上的细颗粒通过这两种运动方式搬走，粗颗粒则难以运动而留下来。所以，最粗的颗粒往往聚集在波脊上，而细颗粒则堆积在波谷中(图版 15-2)。颗粒在风成波痕中的这种分布情况恰好与水成波痕相反，可作为一个鉴别标志。

风成沙丘 (wind sand dunes) 是指由风沉积而成的砂质丘陵(图版 15-3)。它们可以单个产出，但更常是成群出现。其大小和形态主要取决于风力条件、砂粒大小和供应情况。

风成沙丘具有一个缓倾斜的向风坡和一个陡的背风坡或滑动面(图版 15-4)。其内部主要由 1—5 厘米厚的、陡倾斜 (25—34°) 的前积层所组成。这些前积层是在砂粒沿陡的滑动面塌落时产生的。因此，风成沙丘的前积层中经常发育有准同生变形构造，如扭曲层理、小断层等。

风成沙丘一般是按形态和与风向的关系进行分类的。例如，垂直于盛行风向的新月

表 2　波痕的成因分类及其主要特征

名称		波脊形态	波长	波高	波痕指数	对称性
水流波痕	小波痕	直线形，波曲形，链形，舌形，菱形	4—60厘米	0.3—6厘米	大于5，多数在8—15	不对称
	大波痕	直线形，波曲形，新月形，舌形，菱形	0.6—30米	0.06—1.5米	多数大于15	不对称
	巨波痕	直线形，波曲形	30—1000米	1.5—15米	多数大于30	不对称或对称
	逆行沙丘	直线形	0.01—6米	0.1—45厘米		近于对称
浪成波痕	对称浪成波痕	直线形，部分分叉	0.9—200厘米	0.3—23厘米	4—13，多数为6—7	对称
	不对称浪成波痕	直线形，部分分叉	1.5—105厘米	0.3—20厘米	5—16，多数为6—8	不对称 RSI=1.1—3.8
孤立波痕	孤立小水流波痕	直线形，波曲形，舌形	类似小波痕	比小波痕低	比小波痕大	不对称
	孤立大水流波痕	直线形，波曲形，新月形	类似大波痕	比大波痕低	比大波痕大	不对称
	孤立浪成波痕	直线形	类似浪成波痕	比浪成波痕低	比浪成波痕大	对称或不对称
干涉波痕	波浪-波浪干涉波痕	变化多端				
	波浪-水流干涉波痕	变化多端				
	纵向波痕	直线形，平行于水流方向延伸				对称或略为不对称
	横向波痕	圆形，垂直于水流方向延伸				不对称或对称
改造波痕		双脊，圆顶，平顶等				
风成波痕		直线形，部分分叉	2.5—25厘米	0.5—1厘米	10—50以上	不对称

表 3　波痕在不同沉积环境中的分布

环境＼波痕类型	小水流波痕	大水流波痕	逆行沙丘	浪成波痕	孤立波痕	干涉波痕	改造波痕
河流	++	++	−	−	+	0	−
湖滨	+	0	−	++	+	+	+
湖泊	−	0	0	+	−	0	0
潟湖	−	0	0	+	−	−	−
三角洲	++	+	0	++	++	−	−
潮坪	++	+	−	++	++	++	++
海滩	+	+	+	++	+	++	++
临滨	+	+	0	+	−	0	0
陆架	+	+	0	−	−	0	0
浊流	+	−	−	0	0	0	0

++：丰富　+：常见　−：罕见　0：缺乏

形沙丘、横向沙丘、抛物线形沙丘，平行于盛行风向的纵向沙丘，由两个或多个风向相互干扰所形成的、具有复杂形状的格状沙丘、星形沙丘等。

风成波痕和风成沙丘大多发育于沙漠、海岸、干旱—半干旱气候下的河流等环境中。在古代沉积物中，风成沙丘大多以交错层理的形式保存下来，很少见到其表面形态。

综上所述，我们将波痕的成因分类及其主要特征归纳于表 2 中。虽然同一种波痕有时可以出现在几种沉积环境中，但其分布的相对丰度却是不同的，这就有助于解释沉积环境。表 3 列出了主要几种波痕在不同沉积环境中的分布情况。

（二） 冲 刷 痕

水流在泥质沉积物表面上流动时冲蚀出来的痕迹称为冲刷痕（scour marks）。一般认为，水流对沉积物表面的差异冲蚀是由于水流分离时伴生有强大涡流的缘故（例如，Dzulynski, Walton, 1965; Allen, 1968）。在这种过程中，侵蚀与搬运并不是以单个颗粒的形式，而往往是以沉积物碎片的形式进行的。

形成于泥质沉积物表面上的冲刷痕，通常以上覆砂质层底面上的铸型（cast）形式保存下来。它们在浊积岩和复理石中十分发育，但在其它环境中也可以形成，例如在海滩和潮坪上就经常可以见到障碍冲刷痕。

1. 槽痕

槽痕（flute marks）是水流在泥质沉积物表面上冲蚀而成的不连续的长形小凹坑。凹坑最深可达几厘米，长一般从几厘米到几十厘米不等。其上游端陡而深，向下游变宽变浅，逐渐与沉积物表面齐平。

泥质沉积物表面上的凹凸不平，将导致水流的分离和涡流的产生。涡流将在松软的泥质沉积物表面上冲刷出凹槽。其后，凹槽被砂充填，成为砂岩层底面上的槽铸型。

出现在砂岩层底面上的槽铸型有不同的形态和大小，主要有圆锥形或三角形（图版 16-1）、舌形、球根形以及长对称形（图版 16-2）。不管哪种形态，它们的比较尖的、凸起比较高的一端均指向上游方向。槽铸型可以单个产出，但通常是成群出现，可疏可密。它们一般是顺水流方向排列，其排列型式有雁行式、平行成行的、之字形的等等。

2. 横向冲刷痕

横向冲刷痕（transverse scour marks）是垂直于水流方向排列的、一系列相互平行的、浅而不对称的冲沟。它们可与正常的槽痕逐渐过渡。这种冲刷痕可能与水流在泥质沉积物表面上流动时所产生的剪切现象相结合的侵蚀作用有关。在水槽实验中，它们是在比形成正常槽痕稍慢些的水流的流动带中生成的（Dzulynski, Walton, 1965）。

这种冲刷痕的铸型乍看起来有点象小波痕列，不过它们出现在砂岩层的底面上。不对称的脊呈断续延伸，向上游的一面较陡，下游面较平缓。它们往往与各种压刻痕的铸型共生。

3. 纵向脊与沟

纵向脊与沟（longitudinal ridges and furrows）是由一系列平行于水流方向延伸的脊

与沟紧密间互排列所组成的构造（图版 17-1）。脊可以长距离连续平行延伸，相隔 3 毫米到 5 厘米不等，一般为 5 —10 毫米。偶尔，相邻的脊可以在下游方向上合并在一起。一般来说，脊窄而尖，沟宽而圆。因此，在砂岩层底面上，它们的铸型表现出相反的特征，即脊宽而圆，沟窄而深（图版 17-2、18）。

纵向脊除了呈上述的直而平行的形式之外，还有其它形式，例如树枝形、L 形、百合花形、鱼鳞形等（Dzulynski, Walton, 1965）。树枝形脊的一个特点是短的分枝脊总是在下游方向上与长的主脊相汇合（图版 16-3）。

泽林斯基和沃尔顿（Dzulynski, Walton, 1965）根据他们在水槽中的实验结果，认为纵向的平行脊和树枝形脊的形成与液体或悬浮体在纵向管状体中的流动有关。在每个管状体中，流体以方向相反的两种螺旋形式进行运动。沿管状体发生冲刷作用，侵蚀出来的物质以纵向脊的形式堆积在沟的两侧。他们还认为纵向脊的形成在某种程度上与流速无关，但脊的分叉程度和角度与流速有密切的关系。快速水流趋向于产生直而平行的脊，慢速水流则可以形成树枝形脊。

4. 下游变尖的三角形痕迹

这种痕迹大致呈下游变尖的三角形或尖舌形的浅坑，其铸型在形态上有点象很平的三角形槽铸型，但方向相反，即变尖的末端指向下游（图版 16-4）。

下游变尖的三角形痕迹（triangular marks tapering down-current）的形成，可能与运动的水流前缘具有锯齿状或波曲状的习性有关。在水流前缘到达之处，往往在松软的泥质沉积物表面上侵蚀出一些尖端指向下游的三角形或尖舌形的浅坑。这些浅坑有时呈间隔排列，使其前缘看起来象锯齿状或波曲状。向上游方向，有时可与范围较大的一片浅坑相连（图版 16-4）。

5. 障碍冲刷痕

障碍冲刷痕（obstacle-scour marks）是指水流在位于沉积物表面上的障碍物周围发生侵蚀和沉积所形成的构造，也常称为水流新月形构造（current crescents）。

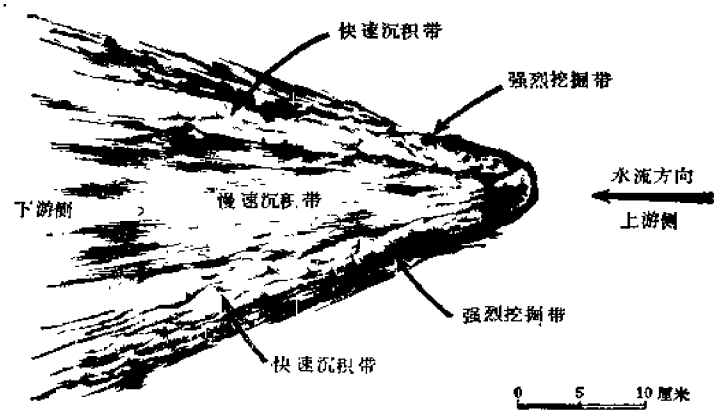


图 7　浙江舟山现代海滩上障碍冲刷痕的素描图及其解释。
障碍物为介壳

当水流遇到沉积物表面上的障碍物如砾石或介壳时，流线往往发生偏转，从而在障碍物周围或者发生侵蚀，或者引起沉积，或者两者兼而有之（图 7）。这种构造的特点是障碍物的上游侧大多有一个冲蚀成因的新月形凹坑，下游侧一般发育几条沉积成因的、向下游变宽变平的小脊，并与向下游尖灭的浅沟相间排列（图版 19-1、3）。它们的铸型以向上游方向凸出的新月形脊为特征（图版 19-2）。障碍物可以保存下来，也可以不保存。

如果障碍物比较小或者长形障碍物顺水流方向搁置，流线就集中在障碍物背后，并立即在下游方向合并起来，使扰动增强，从而侵蚀出一条平行于水流方向的、向下游变浅的长形冲沟。这种构造就称为纵向障碍冲刷痕（longitudinal obstacle-scour marks）（Dzulynski, Walton, 1965）。

在有风活动的沉积物表面上，例如在海滩或沙漠上，风在障碍物背后也可以产生类似于上述构造的“沙尾（sand tails）”。所不同的是风将砂沉积在障碍物背后成为顺风向延伸的沙尾，沙尾之间的砂则被风侵蚀掉（图版 20-1）。

障碍冲刷痕的分布并不局限于浊流环境，在海滩、潮坪、甚至风成沉积物的表面上也可以见到。它们有时以单个产出，更常见的是成群出现在沉积物的表面上（图版 19-4）。

（三） 压 刻 痕

水流所携带的物体在松软的沉积物表面上运动时所刻蚀或刻划出来的痕迹称为压刻痕或工具痕（tool marks）。在古代沉积物中，尤其是在露头上，这类表面痕迹也象冲刷痕一样，绝大多数以铸型形式良好地保存在上覆砂岩层的底面上。

由于运动物体有不同的形状、大小及运动方式，因此，由它们所形成的压刻痕就具有各不相同的大小、形状和样式。通常是按物体的运动方式划分压刻痕的类型的。

1. 沟痕

沟痕（groove marks）是水流携带的物体沿松软沉积物表面连续运动时所刻划出来的、直而长的小沟（图 8）。这种小沟深几毫米到一厘米，宽度一般从不到一毫米至几十厘米不等，可延伸几厘米甚至几米长。它们的铸型则呈直而长的小脊（图版 21）。可能由于运动物体的形状不规则或者对沟底和沟边沉积物的拖曳，使所形成的沟痕带有装饰纹（图版 20-2）。在某些情况下，在同一层面上可出现两组以上的、不同方向的沟痕（图版 21）。根据它们的切割关系，有可能确定其形成的先后顺序。

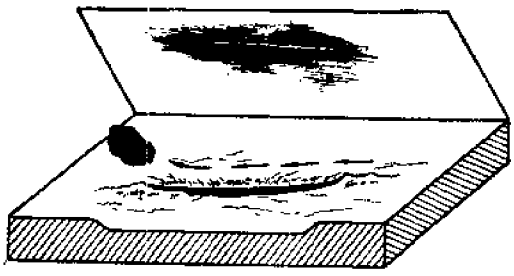


图 8 沟痕及其铸型的形成示意图

2. V形痕

V 形痕（chevron marks）是一条由尖端指向下游的一系列V形凹坑连续排列而成的直沟。如果水流携带的物体恰好在沉积物表面之上运动又不接触表面时，物体背后产生的涡流将对粘结性的泥质沉积物表面施加向前的吸力，使表面皱褶出V形花纹，从而产生V形痕（图 9）。如果运动物体接触沉积物表面，则形成沟痕。因此，V形痕与沟痕可以相互过渡（图版 22-1）。

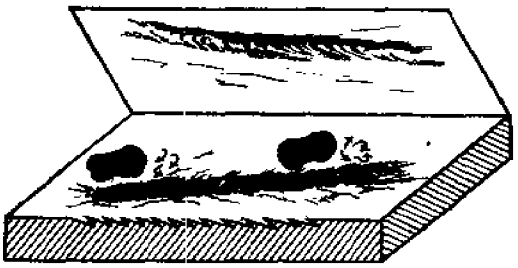


图 9　V形痕及其铸型的形成示意图

V形痕的铸型看起来象是装饰有一系列套叠V形小脊的一条直脊（图版 20-3），其V形的尖端指向下游方向。

3. 戳痕

当运动物体以相当大的角度戳向沉积物表面，随后离去而留下的不对称的、锥形到三角形凹坑称为戳痕（prod marks）（图 10）。这种凹坑的上游端浅而尖，下游端深而宽，从而可以指示水流方向。戳铸型一般呈尖端指向上游的钉子形或锥形凸起出现在砂岩层的底面上（图版 22-2、23-1）。

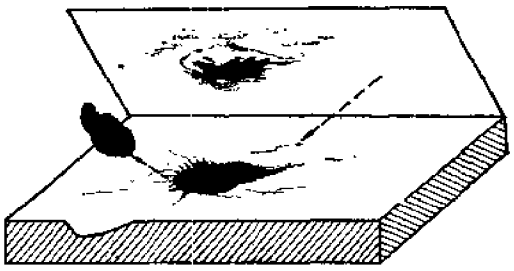


图 10　戳痕及其铸型的形成示意图

4. 弹跳痕

弹跳痕（bounce marks）是一个两端变尖变平的、大致对称的浅凹坑，其长轴平行于水流方向。当水流携带物体以相当低的角度接触沉积物表面并立即弹回到水流中时，就可以产生这种痕迹（图 11）。它的铸型一般呈梭形（图版 20-4、23-1）。

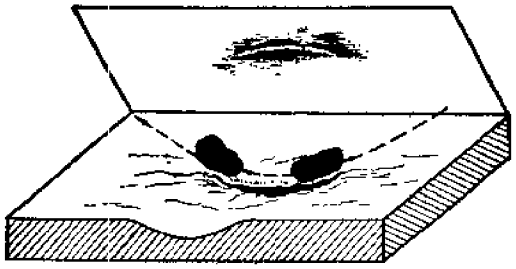


图 11　弹跳痕及其铸型的形成示意图

5. 刷痕

当运动物体以很低的角度擦过沉积物表面时，可产生一个长而浅的凹坑，而且其下游端发育有圆滑的弯曲形泥脊(图 12)，这就是刷痕 (brush marks)。刷铸型则呈长而宽的低凸起，最显著的特征是其下游端通常有两条圆滑的弯曲形小脊，并且向下游方向突出(图版 23-2)。

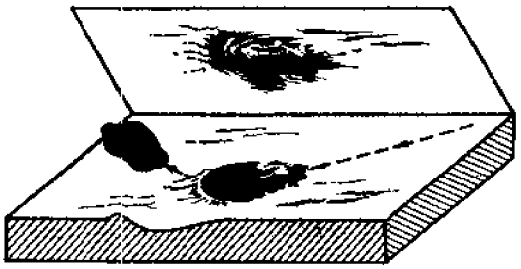


图 12　刷痕及其铸型的形成示意图

6. 跳跃痕

水流所携带的物体在沉积物表面上作跳跃运动时，每隔一定距离撞击一下表面，就产生排成一行的几个小凹坑(图 13)。它们被称为跳跃痕 (skip marks)。凹坑的形态取决于运动物体的形状，但几个凹坑排成一行则是跳跃痕的突出特征。它们的铸型通常呈串珠状排列在砂岩层的底面上 (图版 25-1)。

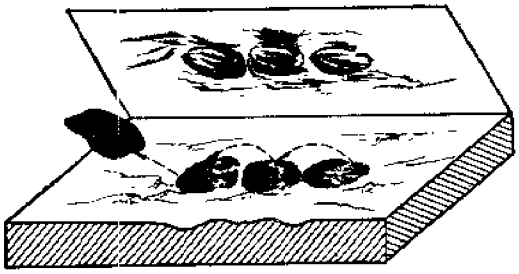


图 13　跳跃痕及其铸型的形成示意图

7. 滚动痕

水流携带物体在沉积物表面上作滚动运动时所刻划出来的痕迹就是滚动痕（roll marks)(图 14)。如果运动物体的形状不规则，所产生的滚动痕就呈一条深浅不一、形态不规则的断续沟，其铸型则是一条起伏不平的不规则的脊（图版 20-4)。旋卷贝壳（例如菊石）在沉积物表面上滚动时，有可能产生轮形或环形的滚动痕。

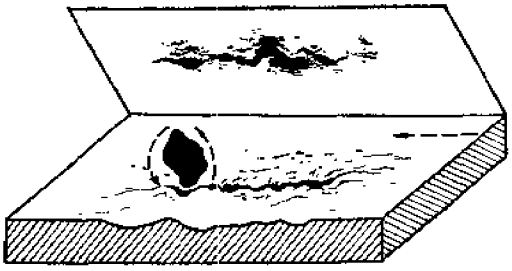


图 14　滚动痕及其铸型的形成示意图

8. 大型滑动痕

大型滑动痕（large-scale slide marks）是指较大的物体（如泥块）在水流推动下沿沉积物表面滑动时所产生的长形凹槽。它的宽度和深度均比沟痕大得多。其铸型大多呈直的、长而宽的凸起（图版 25-2)，而且往往成组地出现在砂岩层的底面上，有同方向平行的，也有不同方向相互切割的。有时，在大型滑动铸型上叠加有槽铸型（图版 25-3)。这种槽痕可能是由物体滑动时在其背后产生的涡流侵蚀而成的，或者是在大型滑动痕形成之后水流在凹槽底上冲刷而成的。

上述的各种压刻痕在浊流环境中非常发育，因此在浊积岩和复理石中经常可以见到发育良好的各种压刻痕的铸型，而且它们往往共生于一个砂岩层的底面上（图版 24)。但值得注意的是，某些压刻痕在浅水地区也可以发育。例如，在潮间坪或洪泛平原上，当水位下降到漂浮物体刚好接触沉积物表面时，而且水流携带物体运动，就有可能产生沟痕。

（四）其它表面痕迹

前面我们介绍了流体在沉积物表面上流动时产生的三类重要痕迹。流体的流动作用还可以在沉积物表面上形成其它的表面痕迹，我们将它们归为一组，并在下面描述其中比较常见的几种痕迹。

1. 细流痕

细流痕（rill marks）是细小水流在沉积物表面上流动时侵蚀出来的痕迹。它们是一些具有不同形状的微细沟槽，在横断面上往往呈U形。

细流痕的形成一般与沉积物表面由水下出露水面的变化有关。当沉积物表面因水退却后而露出水面时，水往往从沉积物中渗出。这些水一般呈几毫米到二厘米厚的水层沿

着自然表面斜坡流动，从而在沉积物表面上侵蚀出不同形状的细小沟槽。随后，这种渗出水就流入这些细沟中，并在其中向下流动。

细流痕是沉积物表面间歇性出露水面的一个可靠标志。在潮间带、海滩、湖岸、河岸及洪泛平原上经常可以见到各种形状的细流痕。

由于当地的地表微地貌、沉积物的粒度及其表面坡度等因素的变化，细流痕可以表现出各种各样的形状。

1）齿状细流痕（图版 25-4）　它们呈一排间隔紧密的短小细沟发育于沉积物表面上有小陡坎的地方。单个细沟一般有几毫米深、几毫米长，之间是略为高而突出的小齿状体。

2）梳状细流痕（图版 26-1）　它们通常是大致等间隔平行排列的、长而直的细沟。细沟之间是平行排列的梳齿。因此它们看起来象一把梳子。单个细沟有几厘米长，有时可达几十厘米，偶尔有简单分叉。宽度从不足一厘米到六厘米。深度一般不超过二厘米。这种细流痕往往发育于沉积物表面上有小陡坡的地方。

3）穗状细流痕（图版 26-3）　这种细流痕由发育于陡坡上的密集的细沟所组成。这些细沟相当窄，一般为 1—3 毫米宽，大多有分叉。

4）圆锥状细流痕（图版 27-1）　这种细流痕呈圆锥形的洼坑，坑壁还受到更小的细沟的刻蚀。它们一般也发育于沉积物表面上有陡坡的地方。

5）树枝状细流痕（图版 28-1、2）　它们由上游方向的许多分叉细沟及其汇合的主沟所组成，因此整个细沟系具有树枝状型式。这种细流痕主要发育于倾斜平缓的表面上。

6）蛇曲状细流痕（图版 28-3）　水流侵蚀出的细沟呈蛇曲状延伸。

7）网状细流痕（图版 27-2）　它们由交织状的或分而复合的细沟系组成，没有明显的主沟。这种细流痕和蛇曲状细流痕大多产于倾斜平缓的、较开阔的表面上。

8）分叉状细流痕（图版 26-4）　这种细流痕的特征是细沟在下游方向上不断分叉，而且其下游端仍然是敞开的。细沟的分叉方向与树枝状细流痕刚好相反。它们的形成往往与表面较平缓和沉积物的渗透性较好有关。

9）具有堆积扇的细流痕（图版 26-2）　它们的特点是细沟形成过程中由水流侵蚀出来的沉积物搬运到细沟的下游端堆积下来，成为小扇形体。这种细流痕大都出现在表面坡度由陡变缓的地方。

上述不同形状的各种细流痕，不仅规模变化较大，长短不一，宽窄各异，深浅不同，而且有些具有过渡形态。有时，细流痕在其延伸方向上可由这种形状变为另一种形状（图版 27-1、28-4），或者不同的形状可能同时出现在同一表面上。

2. 冲淤构造

冲淤构造（scour-and-fill structures）可以简单地定义为水流在未固结的沉积物表面上流动时冲蚀出来的浅而不对称的凹坑，随后被沉积物充填所构成的沉积构造（图版 29-1）。这种冲蚀而成的凹坑，大小从几厘米到几米不等，其长轴平行于水流方向。形态通常是不对称的，上游坡陡，下游坡缓，偶尔有相反的情况。在同一表面上，几个冲蚀坑往往平行于水流方向排成一行。

这种冲蚀坑一般有两种充填型式。如果冲刷水流在形成冲蚀坑之后流速逐渐减小，

冲蚀坑就可能被略粗于下伏层的沉积物所充填。沉积物一般是沿着陡的上游坡滚入坑中，产生倾斜的纹层。一部分沉积物则是从悬浮态中沉积下来，形成上部的较平坦的纹层。另一种情况是，如果冲刷水流突然丧失其动力，冲蚀坑就迅速地被细于下伏层的沉积物所充填。因此，所产生的纹层相当不明显，形态大致与凹坑一致。

冲淤构造在冲积扇、河流、冰水沉积平原等环境中相当普遍，它们一般发育于水道底上。

3. 冲蚀构造

冲刷水流部分地破坏未固结沉积物表面上的水流波痕或浪成波痕并形成低流态平底的现象称为冲蚀构造（washout structures）。这种冲刷水流通常是在水位降低时由风在水面上驱动的小波浪产生的（Klein, 1977）。

由于早先形成的、大片分布的波痕受到部分冲蚀，因此这种构造看起来象是波痕呈斑块状分布在沉积物表面上，其间是大致平坦的冲刷面（图版 30-1）。而且，这些波痕也往往受到削蚀而成为削顶波痕（图版 30-2）。

冲蚀构造在砂质潮坪和海滩环境中最为常见。

4. 冲流痕

波浪传播到倾斜岸边所产生的冲流在海滩或湖滩上留下的痕迹即为冲流痕（swash marks）。它们一般是由细砂粒组成的微小沙脊，高度不大于两毫米，而且呈弯曲状，总是向陆地方向凸出（图版 29-2）。在这些弯曲小沙脊的向海侧，有时可出现向心式排列的细条纹或者逗号形小沙钩。沿着这种小沙脊通常堆积有较粗的、但在水动力学上是较轻的物质，如介壳碎屑、木屑、海草等。

每条冲流痕的弯曲程度取决于海滩或湖滩的坡度。一般来说，坡度越陡，所形成的冲流痕就越弯曲，间隔也越小。

冲流痕是岸线的极好标志，它标明波浪前锋所达到的最远的一条线。

5. 剥离线理

剥离线理（parting lineation）或称原生水流线理（primary current lineation），指的是出现在砂岩层面上的、由微细的脊与沟平行交替排列所组成的线理。因为在砂岩层的剥开面上看得更清楚，故称为剥离线理。

剥离面上的线状脊平行于水流方向延伸，有几个砂粒的直径那么高，长一般为 20—30 厘米，相距几毫米到一厘米。脊之间是与之平行的小浅沟。脊的间距在粗粒沉积物中要比细粒沉积物中的宽些。

剥离线理一般可以分为两种。1）平面剥离线理（图版 29-4）：剥离面在同一层面上，其上的线理表现为大致平行的线状低脊与浅沟。2）阶状剥离线理（图版 31-1、2）：剥离面切过若干相邻的纹层，不同层面上的线状脊呈大致平行的阶梯状。

剥离线理通常是在 $F > 1$ 的高流态下形成的。在这种情况下，单个颗粒可能是在几个颗粒直径那么厚的薄水层内几乎连续地顺流滚动，并且出现底负载的分异，从而形成了平行于水流方向的纵向条纹。有些条纹是由比平均沉积物稍粗的颗粒组成的，即线状脊；

另一些则是由稍细些的颗粒组成，即线状沟。因此，剥离线理一般产于高流态平底上。海滩上的回流也可产生这种线理（图版 29-3）。河流相砂岩中常常可以见到与平行层理共生的剥离线理。小波痕和大波痕的向流面上有时也可见到。

6. 水位痕

水面在与倾斜的沉积物表面相接触的地方所刻蚀出的一道痕迹就是水位痕（water level marks）。当水位不断下降时，就形成了一系列相互平行的、高度不同的水位痕（图版 31-3）。

水位痕是岸线的良好标志，也是说明沉积物表面间歇性出露水面的证据之一。

7. 皱痕

皱痕（wrinkle marks）是一种微小的、不规则的、波痕状的表面痕迹，看起来象皱纹一样。它们一般出现在泥质沉积物的表面上，由 0.5—1 毫米高、几毫米长的小脊构成。这些小脊有时彼此平行，有时弯曲相交成蜂窝状。这种皱痕是当泥质沉积面表面上有薄的水膜覆盖着，并被劲风吹动时形成的（Reineck, 1969）。因此它是沉积物表面间歇性出露水面的良好标志。

在深水浊流沉积物的层面上有时也发育十分类似于皱痕的表面痕迹（参见图版 21）。这种痕迹可能是由浊流对泥质沉积物表面施加非侵蚀性切应力的结果（Dzulynski, Simpson, 1966）。

8. 粘附波痕和粘附瘤

粘附波痕（adhesion ripples）是指风吹砂粘附在潮湿的沉积物表面上所形成的、垂直于风向平行排列的不规则沙脊（图版 31-4）。脊的高度一般小于两毫米，有时可达几厘米，长可达 30—40 厘米。脊的间距从一毫米到两厘米以上。粘附波痕的脊非常不对称，向风面比背风面陡得多，而且其迁移和生长的方向与风向相反，故有人称之为反波痕（antiripplets）。

如果风向迅速变化，就不是形成粘附波痕，而是产生不规则的疙瘩状的粘附瘤（adhesion warts）。这两种表面痕迹均可作为沉积物表面暴露于大气下的证据。

（五）层　　理

层理是沉积物和沉积岩的最重要特征之一，指的是沉积物成层沉积所产生的构造。它由组成物质的成分、颜色、粒度、形状、排列方向或填集方式等在垂直于沉积表面的方向上的变化显示出来。

尽管层理在沉积岩中十分重要，也研究得最多，但关于层理的分类至今仍没有完全令人满意的或一致的方案。而且，用来描述层理的基本术语非常之多，使用时也较为混乱。下面先介绍一下我们所用的一些关于层理的主要术语，然后再讨论层理的分类并描述其主要特征和环境分布。

纹层（laminae），又称细层，是组成层理的最小宏观单位，其上、下为纹层面所限。纹

层是由相当恒定的物理条件中的某些小变动产生的。一个纹层是同时形成的，往往具有比较均一的成分和结构，不过有时可以出现某些渐变特征。它一般不再具有宏观上的内部分层。纹层的厚度一般以毫米量度，虽然有时也可能有几厘米厚。纹层的形态可以是平面状的或曲面状的。断面形态有直线形、简单弯曲形（如槽状交错层中）、S 形（如爬升波痕纹理中）和复杂弯曲形（如旋卷层理中）。纹层与层面的关系可以是平行的，也可以是斜交的；斜交又有锐角相交和切线相交之分。

单层（a single bed），也称层系，是组成层理的基本单位，内部可以分层。单层是在基本上恒定的物理条件下形成的。层内的成分和结构可以是一致的或均匀的，韵律变化的或有规律渐变的。相邻的单层由层面分开。层面基本上代表无沉积的沉积间断面，或沉积条件的突变面，或侵蚀面。单层的厚度一般为数毫米至数米不等。

层组（bedset），又称层系组，它由两个或两个以上成因上有联系的、性质相似的或不同的单层叠置而成。相邻的层组以层组面为界，这种面代表侵蚀面或间断面。层组的形成是由沉积环境的变化引起的。不同性质的层组构成不同类型的层理。如果一个层组由两个或两个以上成分相似的单层叠置而成，就称为简单层组（简单层理）；由两个或两个以上成分不同、但成因上有联系的单层有规律叠置而成的层组则称为复合层组（复合层理）。图 15 示意性地表示了纹层、单层、层组之间的关系。

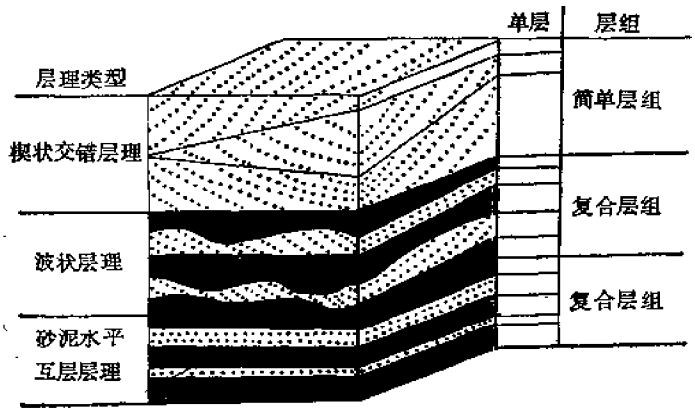


图 15　表示纹层（点线间）、单层、层组之间关系的示意图

层理的分类是个复杂的问题。不少研究者讨论过层理的分类（例如，McKee, Weir, 1953; Ботвинкина, 1959; Campbell, 1967）。我们采用形态和成因相结合的分类方法，主要根据层理的组成物质、内部构造、纹层与单层的形态以及成因等，将主要层理分类于表 4 中。

表 4　层 理 分 类 表

层　理	简 单 层 理	交错层理 爬升波痕纹理 平行层理 水平纹理 均匀层理 递变层理
	复 合 层 理	脉状、波状和透镜状层理 水平互层层理 韵律层理

1. 交错层理

交错层理（cross bedding）是碎屑沉积物和沉积岩中最常见的层理类型之一。它是由与主要沉积面（层面）斜交的一系列内部纹层或前积纹层所组成的单层或单个沉积单元。这种沉积单元由侵蚀面、无沉积面或特征突变面（即层面）与相邻单元分开。一个交错层单元的厚度由几毫米到数米不等。

由于对各种交错层理的成因目前还研究得不够，而且同一种形状的交错层理可能有几种成因，同时考虑到实际应用的方便，我们对交错层理采用双重分类方案，即先按形态划分，然后再讨论可能的成因类型。

应该强调指出，对交错层理的识别和研究，最好能在三度空间上进行，至少也要在两个方向的剖面上，一个平行或大致平行于流动方向，另一个垂直或大致垂直于流动方向。在野外观察交错层理和其它类型的层理时，除了详细描述其形态和大小特征以及测量各种参数外，应该尽可能地了解它们的可能成因。这对于解释沉积环境是很有益的。

(1) 交错层理的形态类型

根据交错层单元的界面形状可以将交错层理分为平面状和曲面状这两大类。界面大致是平面的交错层单元可以呈板状或楔状，而界面是曲面的交错层单元则可以呈波状或槽状。因此，交错层理按形态可分为板状、楔状、波状及槽状交错层理。

1）板状交错层理（图版 32-1）　交错层单元的上、下界面为相互平行的平面，使单层呈板状。板状交错层中的前积纹层，在平行于流动方向的剖面上与界面斜交，在垂直于流动方向的剖面上则表现为与界面大致平行的平直纹层。

2）楔状交错层理（图版 32-2）　交错层单元的上、下界面是不平行的平面，向一端收敛相交，使单层呈楔状。楔状交错层中的前积纹层，在平行于流动方向的剖面上与界面斜交，在垂直于流动方向的剖面上与界面大致平行或斜交。

3）波状交错层理（图版 32-3、4）　交错层单元的界面为波曲面，上、下界面可以相互平行，也可以不平行或相交。波状交错层中的前积纹层，在平行于流动方向的剖面上与界面斜交，在垂直于流动方向的剖面上通常与波状界面大致平行或者斜交。

4）槽状交错层理（图版 33-1、2）　交错层单元的下界面呈向下凹的曲面，上界面或者呈简单的下凹曲面，或者是波浪形的曲面。在垂直于流动方向的剖面上，前积纹层和下界面表现为槽形，两者大致相互平行或相交，而且总与上界面相交。凹槽的形态可以是对称或不对称的，其长轴的倾向与流动方向一致。在平行于流动方向的剖面上，上、下界面均呈向下弯曲的平缓弧形，向一端或两端收敛相交；前积纹层的倾向相同，并与界面斜交。这就有可能与上述三种交错层理相混淆，因此要特别注意在垂直于流动方向的剖面上加以识别。

上述的各种交错层理还可以按单层的厚度进一步划分。我们将单层厚度小于五厘米的交错层定为小型交错层理，大于五厘米的则称为大型交错层理。因此，可以根据交错层单元的厚度，把小型或大型作为形容词冠以上述形态分类的交错层理类型的名称之前，如小型板状交错层理、大型槽状交错层理等等。

组成交错层单元的前积纹层有不同的形状，它们在平行于流动方向的剖面上表现得

十分清楚。前积纹层的形状可以是与下界面成锐角相交的直线形（图版 34-1），成切线相交的切线形（图版 34-2）或凹形（图版 34-3），甚至是 S 形。前积纹层从直线形到 S 形的形状变化，反映了形成交错层单元的水动力条件逐渐增强和环境中悬浮负载相对于底负载的逐渐增多。在风成沙丘交错层理中有时还可见到凸形即凹面朝下的前积纹层。

在交错层理中，某些层组有时被一个冲蚀成因的倾斜面所分隔。这个面称为复活面或再作用面（reactivation surface）（图版 34-4）。由这个面所分开的上、下相邻的前积纹层具有相同的倾向。复活面的倾向与前积纹层相同，但倾角较小。它们在河流和潮流成因的交错层理中均可见到，但形成机理不同。在河流环境中，当河床上的沙坝或大波痕由于水位降低而受到水流或风驱波浪的作用时，其顶部可能受到夷平并生成一个冲蚀面。在高水位时，新的沙坝或大波痕在这个面上重新形成和迁移（Collinson, 1969），使冲蚀面保存下来成为复活面。在潮汐环境中，复活面则是由潮流的时间-速度的不对称性所产生的（Klein, 1970）。主潮期所形成的水流波痕列，在次潮期受到反向潮流的侵蚀改造，从而在波痕列上产生一个波状起伏的冲蚀面。在下一个主潮期，同方向的新的水流波痕列在这个面上重新生成和迁移。

（2）交错层理的成因类型

交错层理可以有不同的形成机理，例如，波痕、沙坝、沙丘的迁移或者沟槽的充填均可形成交错层理。但是，常见的交错层理多数是由水流波痕或浪成波痕迁移所形成的。下面着重描述几种常见的、成因不同的交错层理。

1）水流波痕层理（图版 35、36-1）　由水流波痕迁移产生的前积纹层所组成的交错层单元就称为水流波痕交错层理，或简称为水流波痕层理（current-ripple bedding）。当水流波痕在流水作用下顺流向前迁移时，沉积了一系列顺流向倾斜的、相互平行的前积纹层。当下一个水流波痕在由这些前积纹层所组成的单层上生成和迁移时，就侵蚀其顶部并沉积一个也具有前积纹层的新层；或者，由于沉积条件的变化，使这一层的顶部受到侵蚀并被新的沉积层所覆盖。总之，波痕迁移产生的前积纹层与上、下界面斜交，从而构成了交错层理。

水流波痕层理的形态主要取决于迁移波痕的波脊形态。一般来说，直线形水流波痕的迁移产生板状（或楔状）交错层理（图 16）；波曲形、舌形和新月形水流波痕的迁移则形成槽状交错层理（图 17、18、19）；如果水流波痕受到波浪振荡运动的影响，它们迁移所形成的交错层理往往是波状交错层理（图 20）。

水流波痕层理的规模取决于水流波痕的大小。小波痕迁移形成小波痕层理，其单层厚度小于五厘米。它们一般是在沉积物供应相对较少而改造又较强烈的条件下形成的。

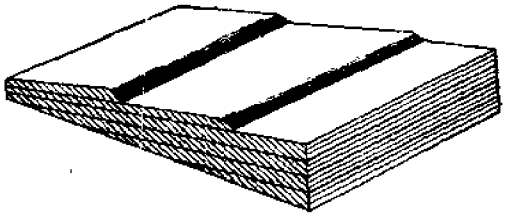


图 16　直线形水流波痕的迁移形成板状交错层理的示意立体图

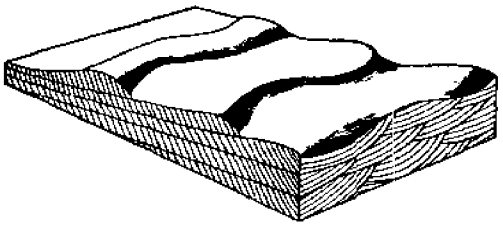


图 17　波曲形水流波痕的迁移形成槽状交错层理的示意立体图

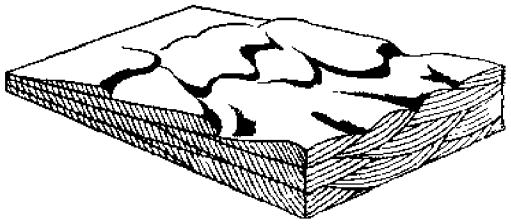


图 18　舌形水流波痕的迁移形成槽状交错层理的示意立体图

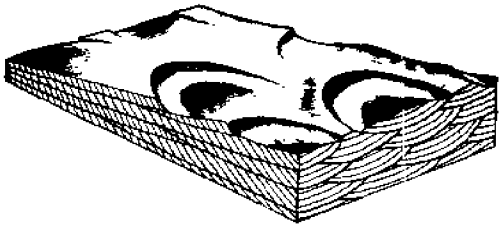


图 19　新月形水流波痕的迁移形成槽状交错层理的示意立体图

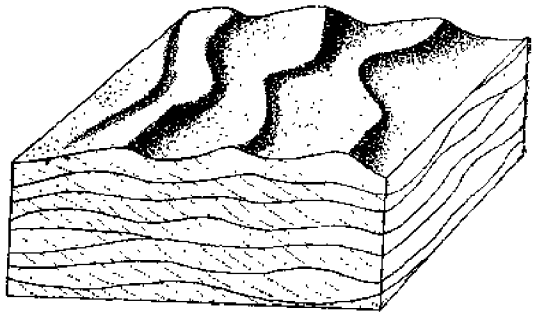


图 20　在波浪影响下水流波痕的迁移形成波状交错层理的示意立体图

大波痕层理则是由大水流波痕的迁移所生成的。其单层厚度一般大于五厘米，有时可达一米以上。大波痕层理通常是在比生成小波痕层理更强的水动力条件下形成的。

凡是有利于发育水流波痕的沉积环境都可以出现水流波痕层理，因此它们的环境分布是相似的。

2）羽状交错层理（图版 36-3、4）　如果两个相邻的交错层单元中的前积纹层具有倾向相反的特征，就可称为羽状交错层理（herringbone cross-bedding）。它们的倾向一般接近于相差 180°，大约有 10° 变化。相邻交错层单元之间的界面是明显的，有时甚至被一个泥质薄层所隔开。

这种交错层理是在具有周期性反向水流的环境中形成的。例如，在潮汐环境中，交替出现的、流向相反的涨、落潮流完全可以使水流波痕在相反的方向上迁移，从而形成前积纹层倾向相反的一组交错层。如果在弱水动力条件的平潮期，有悬浮泥沉积并保存下来，在相邻的交错层单元之间就会出现一个泥质薄层。因此，一般认为羽状交错层理是潮汐沉积的典型标志之一。

3）逆行沙丘交错层理（图版 36-2）　由逆行沙丘迁移产生的倾斜纹层所组成的交错层单元便称为逆行沙丘交错层理（antidune cross-bedding）。有时，这种交错层理是由覆盖整个逆行沙丘的纹层组成的（参见图 5）。它们一般呈透镜状或楔状砂质单元出现。其内部的纹层通常十分模糊，倾角也较低，一般小于 10°；它们的倾向取决于逆行沙丘是逆流迁移还是顺流迁移。

由逆行沙丘逆流迁移所形成的交错层单元，其纹层的倾向往往与上、下相邻的其它成因的交错层单元中的纹层倾向相反；在顺流迁移的情况下，它们的倾向则是相同的。因此，在根据组成这种交错层单元的纹层的倾向恢复水流方向时要特别小心。根据逆行沙丘交

错层单元中纹层的特征以及它们常与平行层理共生的现象，不难识别这种交错层理。

逆行沙丘交错层理通常只出现在水浅流急的环境中，如海滩、湖滨以及河流的天然堤和曲流沙坝中。

4）浪成波痕层理（图版 39-2）　由浪成波痕迁移所产生的交错层理叫浪成波痕交错层理，或简称为浪成波痕层理（wave-ripple bedding）。如图 21 所示，这种交错层理在平行于波浪传播方向的剖面上看起来很象槽状交错层理。在垂直于波浪传播方向的剖面上，交错层单元的上、下界面大多相互平行，有时向一端收敛相交；而纹层则与界面大致平行。

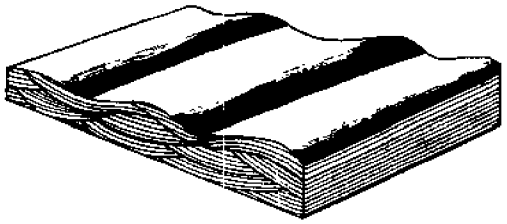


图 21　浪成波痕的迁移形成交错层理的示意立体图

浪成波痕层理有时与水流波痕层理较难区别。下列特征有助于识别浪成波痕层理：第一，由于浪成波痕具有不规则的迁移习性，因而它所形成的交错层单元的下界面相当不规则，常呈弯曲波状。这在平行于波浪传播方向的剖面上明显可见（图版 37-2）；第二，前积纹层显出特征性的人字形（波脊中）和倒人字形（波谷中）构造（图版 37-3）；第三，一个交错层单元中的前积纹层具有分枝状成束上叠的特点，并往往经过波谷延伸到相邻波痕的翼部（图版 37-1）。

浪成波痕层理的环境分布与浪成波痕相似，主要见于湖滨、潮坪、海滩等浅水环境中。

5）沟槽充填交错层理（图版 38-1）　由冲积性或侵蚀性小沟槽经过充填而形成的交错层理称为沟槽充填交错层理（channel-fill cross-bedding）。水流在沉积物表面上冲刷出平行于水流方向延伸的小沟槽后，被一些薄纹层充填起来。后来，这个已充填的沟槽被部分侵蚀，产生新的沟槽并被纹层所充填。如此重复多次，就可形成交错层理。这种交错层理在垂直于水流方向的剖面上有时颇似槽状交错层理，但从三度空间来看，它并不属于槽状类型。在靠近每个交错层单元的底部，常富集较粗粒的物质，如介壳屑、砾石等。

沟槽的充填一般有三种不同的方式。第一，形态一致的充填，即充填层的形态与沟槽形态基本一致，向沟槽顶部纹层则逐渐变平（图版 37-4）。这种充填方式常发生于完全被淹没的沟槽中。第二，不对称充填，沟槽的一边被倾斜层所充填（图版 38-2）。这是由于水流偏向一边流动的结果。第三，水平充填，沟槽被水平层所充填。这是在快速沉积的情况下产生的。此外，有时可出现上述几种方式叠加而成的复杂充填（图版 38-3）。

在潮坪和河流环境中，尤其是在大河的洪泛区和天然堤中常见沟槽充填交错层理。

6）滩角交错层理（图版 39-1）　由海滩向海方向伸出的滩角在侧向迁移或生长时沉积的倾斜层所组成的交错层单元就称为滩角交错层理（beach-cusp cross-bedding）。当滩角侧向迁移或生长时，产生了一些与滩角侧面斜坡平行的倾斜层。它们往往与上、下的海滩沉积层斜交。在湖滩环境中同样也可形成这种交错层理。

滩角交错层理的一个突出特征是倾斜层在平行于岸线的剖面上具有八字形和V字形构造。倾向相反的八字形倾斜层产于滩角中，而倾向相向的V字形倾斜层则出现在两个滩角之间的小湾内。在一个交错层单元中，这两种倾斜层可以间隔出现。

7）冲洗交错层理（图版 40-2）　在长而平坦的海滩或沿岸沙坝的向海斜坡面上，由于受到波浪产生的冲流和回流的冲洗，往往形成一些平行于斜坡面的、倾角平缓（2—10°）的、平坦的砂质纹层。这些纹层的倾向或倾角的微小变化，使得所产生的层理具有交错层状的外貌，在形态上多属大型板状或楔状交错层理（图 22）。由这种过程所产生的交错层理就是冲洗交错层理（swash cross-bedding）。在砂质湖滩上也有可能形成这种交错层理。

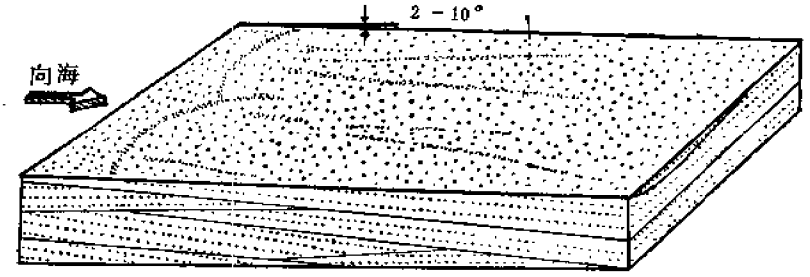


图 22　冲洗交错层理形成的示意立体图
（据 Harms, Southard, Spearing, Walker, 1975）

冲洗交错层理一般有如下特征：第一，纹层和层面十分平直，横向延伸较长（图版 40-1），而且它们之间呈低角度斜交（图版 39-4）。由于交角很小，有可能被误认为平行层理；第二，单层之间大多是侵蚀接触，而且只有几度交角（参见图 22）。在沿岸沙坝上，向陆倾斜的纹层倾角较陡，可达 16—20°；第三，纹层可以具有反向递变的特征（图版 39-3），而且常含有较多的重矿物。

8）微三角洲交错层理（图版 41-1）　微三角洲是小沟槽在其沟口附近所建造的三角形沉积体，表面稍微上凸（图版 41-2），总是呈单个的孤立体出现。这种微三角洲在被新沉积物覆盖之前，可以向前生长一定距离，沉积一些倾斜的前积纹层，从而组成微三角洲交错层理（microdelta cross-bedding）。

这种交错层理在冰水沉积物中特别普遍，在潮坪或河流环境中也可见到。但是，它们的展布范围很有限。

9）风成沙丘交错层理（图版 42-1、2）　由风成沙丘迁移产生的前积纹层所组成的交错层单元叫做风成沙丘交错层理（wind-dune cross-bedding）。它们的形态，以板状类型最常见，楔状和槽状很少见。

这种交错层理的主要特征有：规模大，交错层单元的厚度从几十厘米到几米，这是由风成沙丘的规模较大所决定的；前积纹层较厚，一般为 2—5 厘米，常呈直线形，倾角达 30—40°（图版 42-1）。在大量砂呈悬浮态搬运的情况下，沙丘的前积纹层顺风逐渐变平，可以呈切线形。如果沙丘的背风坡下部受到侧向风的侵蚀或破坏，组成交错层单元的前积纹层就可能变得太陡而成为上凸形（图版 43-1）。

风成沙丘交错层理主要分布在沙漠、半干旱区、海岸带、洪泛平原等环境中。

2. 爬升波痕纹理

爬升波痕纹理（climbing-ripple lamination）是指在砂质沉积物中，由于水流波痕或浪成波痕向前迁移并同时向上生长所形成的一系列相互叠置的波痕纹理（图版 43-2）。如果沉积环境中有丰富的沉积物，特别是呈悬浮状态的沉积物，不断地供给水流或波浪，那么波痕就不仅仅是向前迁移，而且可以同时向上生长，从而形成爬升波痕纹理。

爬升波痕纹理根据其波痕纹层的迁移情况，基本上可分为两种：同相位的和迁移的波痕纹理。

（1）同相位爬升波痕纹理

这种纹理的特点是：一个波痕纹层直接盖在另一个波痕纹层之上，而且其波脊处于同一垂线上（同相位），在水流方向上没有明显迁移或稍有迁移（图版 43-2）。波痕纹层基本上彼此平行，而且向流面和背流面的纹层厚度大致相等。纹层形状一般是不对称的（由水流波痕或不对称浪成波痕产生），有时是对称的（由对称浪成波痕生成）。这种纹理是在水流速度或波浪强度、流向、水深、沉积物供应等各种因素基本保持不变的情况下形成的。

（2）迁移爬升波痕纹理

组成这种纹理的波痕纹层的一个突出特征是：在垂直于波脊的剖面上，波脊在向上生长的同时明显地顺水流方向迁移，甚至出现一些逆水流方向倾斜的、几乎近于平行的假界面。这些界面代表了波痕向流侧的无沉积面或微侵蚀面，其倾角随流速的增大而减小。

迁移爬升波痕纹理又可根据波痕向流面纹层的保存情况分为 I 型和 II 型。

I 型：向流面和背流面纹层均保存良好（图版 43-2）；

II 型：向流面纹层受侵蚀，仅保存背流面纹层（图版 44-1、3）。

上述的同相位爬升波痕纹理、I 型和 II 型迁移爬升波痕纹理是一个连续变化系列中的三种典型代表，它们之间存在着各种过渡类型。有时在一个剖面上可以见到这三种类型的逐渐演变（图版 43-2）。这种演变与沉积环境中悬浮负载与底负载比值的变化有关。随着这个比值的减小，依次形成同相位的、I 型迁移的到 II 型迁移的爬升波痕纹理，直至不具爬升特点的水流波痕层理或浪成波痕层理。

爬升波痕纹理主要分布在河流、三角洲、浊流等环境中。

3. 平行层理

平行层理（parallel bedding）是由强水动力条件下形成的、相互平行的、水平或近水平的粗粒层所组成的层理（图版 45-2、46-1）。我们用这个术语区别于弱水动力条件所产生的水平纹理（参见下一节）。

当水流功率比生成大波痕更强时，也就是在高流态（$F > 1$）下，产生有沉积物运动的平坦底床。如果沉积物供应充分，就可以形成一些相互平行的、近水平的纹层。在海滩上，冲流和回流的作用也可以形成平行层理（图版 45-3）。

平行层理的特点是组分颗粒较粗，不仅大量发育于砂岩中，而且也出现在更粗的沉积

物中，如砂砾岩和砾岩中（图版 45-4）。沿层面易剥开，并且可见与之伴生的剥离线理。在海滩上形成的平行层理，其纹层往往具有反向递变的特征。根据上述特征，不难识别这种层理，并完全可与水平纹理区别开。

在河流、海滩、浊流等环境中均可见到平行层理。

4. 水平纹理

水平纹理（horizontal lamination）是细粒沉积物（粉砂岩、泥岩、页岩）中最主要的层理类型。它们是在比生成小波痕更低的弱水动力条件下，由悬浮的细粒沉积物不断沉降而形成的。因此，这种层理是低能或静水环境的标志之一。

纹层呈水平，连续或不连续，厚度一般为几毫米。纹理可由粒度变化、重矿物富集或有机质含量的不同而显示出来（图版 46-3）。页岩中的页理就是典型的水平纹理，灰岩中也可发育这种纹理（图版 46-4）。水平纹理在几乎所有的环境中都有分布。

5. 均匀层理

均匀层理（homogeneous bedding）是指用肉眼甚至借助仪器也辨认不出层内纹理和其它定向排列的均匀岩层或沉积层（图版 46-2），有人也称为块状层理（massive bedding）。这种层理在粗粒和细粒沉积物中均可发育。

均匀层理可以是原生成因的，即由未经分选的沉积物快速堆积而成，或者在安静环境中由单一成分的沉积物快速沉积而成；也可以是原生层理遭到彻底破坏的结果。例如，生物的强烈扰动可以使沉积物完全混合成均匀的外貌；压实时期水的排出或者大量气体的向上运动也可以完全破坏原生层理。

6. 递变层理

递变层理（graded bedding）也称为粒序层理，它是以组分颗粒的粒度递变为特征的沉积单位，而且层面基本上相互平行，没有交切现象。递变层除了粒度递变外，一般无任何内部纹理，其底部与下伏层总是呈突变接触。单个递变层的厚度变化较大，有的仅数毫米厚，一般为几厘米到数十厘米，个别可达一米以上。

递变层内沉积物颗粒的递变主要有两种型式（Pettijohn, 1957）。第一种是颗粒向上逐渐变细，但下部不含细颗粒。这可能是由流速和搬运能力逐渐减小的水流沉积而成的。第二种是细颗粒从底到顶均有分布，即以细颗粒作为基质，粗颗粒向上逐渐减少（图版 44-2）。这可能是含有各种不同大小颗粒的悬浮体沉积的结果。大多数递变层理属于第二种。

如果递变层从下到上颗粒由粗变细，可称为正向递变层理（图版 44-4）。它们的成因有不少，但以浊流成因的为主，而且往往构成厚层系。此外，悬浮浑浊液的沉积作用、大洪水最后期的沉积作用、三角洲分流河道的周期性淤塞、火山喷发后火山灰的沉降、甚至生物扰动作用、潮坪上的衰减水流等均有可能产生这种递变层理。不过，由这些作用所形成的递变层一般是孤立和零星的，不会组成厚的层系。

在递变层内，有时可以出现与上述相反的递变情况，即从底到顶颗粒逐渐变粗（图版 47-1、2）。由这种反向递变层所组成的层理就称为反向递变层理。它们大多发育于海滩、

潮坪、湖滩的局部地区，而且厚度非常小，一般为几毫米到二厘米（图版 45-1）。在这些地区的冲流-回流带中，波浪的冲刷带来砂质沉积物，随后回流将它们以反向递变纹层的形式沉积下来。这些纹层既可以是下细上粗的粒度递变，也可以是由下部富含重矿物所显出的矿物递变。在浊流环境中，有时也可以形成反向递变层理。

7. 脉状层理、波状层理和透镜状层理

这三种层理放在一起描述，是因为它们在自然界中常常共生在一起，并且成因上有密切的联系。它们是在水动力条件强、弱交替的情况下，由泥和砂交互沉积而成的。在强水流活动时期，砂以波痕形式搬运和沉积，而泥保持悬浮状态。在水流减弱或静止时期，悬浮的泥沉积下来。它们或者沉积在波痕的波谷中，或者在泥较充足时覆盖整个波痕。依据砂、泥沉积层的相对比例、内部构造和空间上的连续性，可分为脉状、波状和透镜状层理。

（1）脉状层理

脉状层理（flaser bedding）是在水动力较强，砂的供应、沉积和保存比泥更为有利的条件下形成的。这种层理的特征是泥质沉积物主要分布在砂质波痕的波谷中，而在波脊上很薄或缺失，以致使泥质沉积物呈脉状体分布在砂质沉积物之中（图版 48-3）。砂质沉积层内往往有发育良好的波痕前积纹层。泥质脉状体的形状是各种各样的：孤立的、分叉状的、断续波状的、分叉波状的等等。

（2）透镜状层理

与脉状层理相反，透镜状层理（lenticular bedding）是在水动力条件较弱，泥的供应、沉积和保存比砂更为有利的情况下形成的。这种层理的特点是砂质沉积物呈透镜体被包在泥质沉积物之中（图版 48-2、49-1）。这些透镜体在空间上呈断续分布，内部一般具有发育良好的波痕前积纹层，实际上是孤立波痕的产物。

（3）波状层理

介于脉状与透镜状层理之间的过渡类型就是波状层理（wavy bedding）。它是在砂和泥的供应、沉积和保存都较为有利，强、弱水动力条件交替的情况下形成的。在波状层理中，砂层与泥层呈交替的波状连续层（图版 49-2）。

在地层剖面上，这三种层理往往一起出现，而且可以呈连续过渡（图版 48-1）。它们主要发育于潮汐沉积中，但并不是潮汐环境所特有的产物。在湖滨、三角洲前缘、河流等环境中也常见到。

8. 水平互层层理

水平互层层理（horizontal interlayered bedding）是指水平或近水平的、不同成分的沉积层交互组成的层理。单层的厚度一般为数厘米。互层可以是近于等厚的，也可以是不等厚的。组成这种层理的沉积层，成分变化很大。它们既可以由砂层与泥层交互而成（图版 50-1、2），也可以由任何不同成分的沉积层的交互所组成。例如，碳酸盐岩层与泥岩层的交互、石灰岩层与燧石层的交互（图版 51-2）。这种层理广泛分布于各种沉积环境中。

水平互层层理的成因是多种多样的，目前尚未了解清楚。在比形成上述波状层理更弱的水动力条件下，砂和泥的交替沉积可以形成这种互层层理；在大陆架上或湖泊中，在泥进行正常沉积的地方，大风暴或者特大洪水时期可以引起砂的沉积，从而形成厚泥层与薄砂层的水平互层层理。除了如上所述的短周期变化外，某些较长周期的变化因素，例如沉积盆地中沉积物成分的周期性重复变化，也可以产生这种类型的层理。

9. 韵律层理

由成分、结构或颜色等略有不同的、厚度一般小于5毫米的纹层重复交互所组成的层理称为韵律层理（rhythmic bedding），实际上可以将它看作为极薄的水平互层层理。韵律层理最引人注目的特征是不同成分的纹层在垂向上呈韵律式交替出现。

韵律层理的形成是由于沉积物的产生和沉积发生规律性重复的结果。引起这种重复的因素可以是短周期的，例如涨、落潮流与平潮的交替，也可以是周期较长的，如气候的季节性变化等。在潮汐环境中，如果砂和泥供应充足，涨、落潮流沉积的砂质纹层与平潮时沉积的泥质纹层重复交替，就构成了韵律层理（图版 50-4）。由这种过程所形成的韵律层理也常称为潮汐层理（tidal bedding）。其中的砂质与泥质纹层只有几毫米厚，一般是1毫米；两者有时是等厚的，有时是不等厚的，取决于砂和泥的供应情况。在湖泊、围限海湾、停滞海盆的沉积物中，经常发育由气候的季节性变化所产生的韵律层理。它们通常是由富含超微化石的浅色碳酸盐层与暗色的细粒陆源碎屑层交互而成的（图版 51-1）。一般来说，浅色层是在夏季形成的，而暗色层则是在其它季节沉积的。冰川纹泥也是由气候的季节性变化所形成的韵律层理。在冰湖中，由于夏季冰川消融，产生大量的碎屑物质，从而沉积了较粗粒的浅色层；冬季，没有新的陆源碎屑供应，悬浮的细粒物质沉积成暗色层。在蒸发盆地中，由于水的周期性浓缩，也可以形成由不同蒸发盐矿物所组成的韵律层理（图版 50-3）。

（六）叠瓦状构造

这里所说的叠瓦状构造（imbricated structures）主要是指扁平砾石在流水的作用下均向同一方向倾斜排列的现象（图版 51-3）。砾石的叠瓦形式与水流方向的关系，最常见的是迎流叠瓦，即砾石最大扁平面的倾斜方向与水流方向相反。之所以形成这种排列形式，是由于水流施加在叠瓦状颗粒上的力是一种牵引力。这种力的作用方向与水力学上的举力相反，它将颗粒压向水底。因此，迎流叠瓦对于水流和紧密排列的颗粒来说乃是一个最稳定的位置（Blatt, Middleton, Murray, 1972）。

在河流环境中，经常可以见到扁平砾石的迎流叠瓦状构造（图版 51-4）。叠瓦状砾石的倾角一般为15—30°，有时可低到8°。扁平砾石的最长轴相对于流向的定向通常有两种形式：一种是垂直于水流方向，这一般是稳定河流的沉积特点；另一种是平行于水流方向，这通常发育于山间湍急河流的沉积中。值得注意的是，如果河床上有砾石坝存在，在其下游坡上由于砾石顺坡滑下而可能产生顺流叠瓦。另一方面，由于局部环流的影响，叠瓦状构造的定向可能偏离主流向。

在海滨或湖滨，扁平砾石也往往表现出叠瓦状构造。砾石最大扁平面的倾向与波浪

传播方向相反，即向海或湖倾斜，倾角比河流中的小，一般为8—10°。而且，其最长轴平行于岸线。

在冲积扇或三角洲中可以出现倾向相反的两组叠瓦状构造。

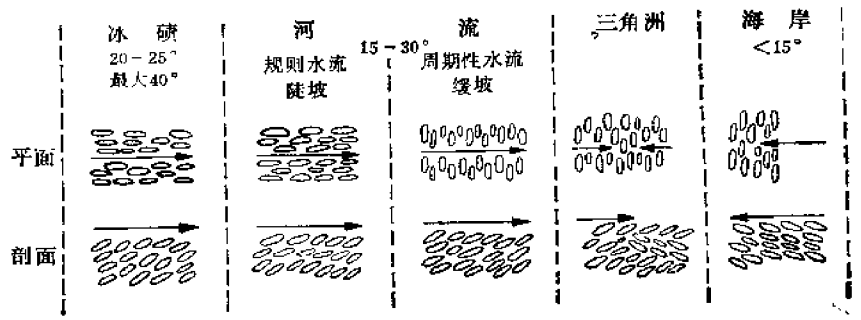


图23　砾石叠瓦状构造在不同环境中的发育情况

图23表示了不同沉积环境中砾石叠瓦状构造的发育情况。

二、准同生变形构造

准同生变形构造（penecontemporaneous deformation structures）指的是沉积物在沉积之后到固结成岩之前由于物理作用的影响发生变形而形成的沉积构造。这类构造通常是局部分布的，基本上局限于上、下未变形层之间的一个层内。这显然表明它们不是成岩后构造运动的产物，而是在沉积物固结成岩之前就已形成了。

这类构造在现代和古代沉积物中均可见到，其分布一般不受沉积环境的限制。从浅水到深水环境，或者从陆相到海相环境，它们均可发育。然而，其中有些构造在复理石或浊积岩中更常见些，保存也更好些。

导致沉积物发生变形的作用是多种多样的，其中主要有差异负载或超负载作用、沉陷作用、在重力影响下顺坡的滑塌或滑动作用、沉积物的液化作用（指的是松散的沉积物向可流动性的转化）、以及沉积介质对沉积物的拖曳作用等。下面介绍这几种作用所产生的主要的准同生变形构造（表5）。

表5　形成准同生变形构造的作用因素与过程

作用因素	作用过程	变形构造名称
重力	差异负载或超负载	负载构造（负载囊、火焰状构造）
	沉陷	球状与枕状构造
	滑塌或滑动	滑塌构造（滑塌褶曲、重力断层、滑塌角砾岩）
沉积物液化	喷出	沙火山，泥火山
	注入或贯入	碎屑脉（岩墙、岩床）
	侧向流动等	旋卷层理
孔隙压力	水逸	碟状构造
	冒出	坑丘构造

（一）负载构造

负载构造（load structures）是发育于紧靠着泥质层顶面的砂质层底面上的一种底面构造。它们的形态多变，一般呈小圆丘状或不规则瘤状的凸起，排列杂乱，无方向性（图版52-1、53-1）。凸起的大小不一，从几毫米到几十厘米不等，高度为几毫米到十几厘米。但在同一底面上，它们的形态和大小较近似。在泥质层顶面上，相应地出现许多大小不一、形态不规则的凹坑，以及分隔凹坑的、一般呈复杂网状的小泥脊（图版54-2）。

在断面上，负载构造一般呈规则或不规则的凸叶体伸入到下伏的泥质层中（图版53-2）。凸叶状的砂质体可以进一步下陷，仅由细小的"颈部"附着在砂质层上，甚至完全脱离砂质层而陷入下伏的泥质层中，形成负载囊（load pockets）（图版52-4、54-1）。有时，砂质层下部的原生层理因负载构造的发育而发生变形。向上，层理则逐渐恢复正常。其下伏的泥质层也往往产生扭曲或弯曲。

负载构造是当砂质层沉积在含水的可塑性泥质层上时，由于超负载或差异负载使沉积物发生垂向运动，上覆的砂质物陷入到下伏的泥质层中而形成的。在这种过程中，下伏的泥质物有时呈尖舌状或牛角状挤入上覆的砂质层中，形成火焰状构造（flame structures）（图版52-2、3）。其中的泥舌往往具有大体一致的方向性。因此，火焰状构造很可能是负载构造形成时的一种伴生产物。

负载构造的分布并不限于哪一种沉积环境，只要是砂质层沉积在含水的可塑性泥质层之上，在超负载或差异负载作用的影响下便可形成。但通常发现这种构造良好地保存于复理石沉积或浊流沉积中。

（二）球状与枕状构造

球状与枕状构造（ball-and-pillow structures）是指砂质层断开并陷入到下伏泥质层中的一些紧密或稀疏排列的球状体或枕状体（图版54-3、4）。它们的大小从几厘米到数米不等，彼此之间可以是稍微连接的，也可以是完全孤立的，悬于泥质层之中（图版55-1），看起来象是泥质层中的砂质结核。因此，有人（例如，Klein, 1977）将这种构造称为假结核（pseudonodules）。通常，砂球和砂枕在砂质层的下部发育较好，向上逐渐过渡为未受干扰的正常岩层（图版54-3、55-2）。其下伏的泥质层往往发生变形，围绕砂球或砂枕弯曲，甚至呈舌状体向上挤入砂球或砂枕之间。

砂球和砂枕本身可以没有内部构造，但有时也发育有纹层，而且往往已变形。它们一般是随砂球或砂枕的外形而弯曲（图版55-2），多半呈向下弯曲的向斜状或盆状（图版54-3）。

这种构造主要是由于沉积在含水的可塑性泥质层之上的砂质层，在重力和地震等因素影响下断开并陷入到下伏泥质层中而形成的。这种形成机理已为实验室里的模拟实验所证实（Kuenen, 1958）。

球状与枕状构造的分布并不限于哪一种特定的沉积环境。在浅水环境和深水浊流沉积中均有发现。它们的存在一般说明具有这种构造的沉积层是在快速沉积作用下形成的。

（三）滑 塌 构 造

已沉积的、未完全固结的沉积物在重力作用下沿斜坡发生滑塌、滑动或位移等运动而产生的各种准同生变形构造统称为滑塌构造（slump structures）。在上述的这些运动过程中，沉积层可变形成简单的或复杂的褶曲，即滑塌褶曲（图版 56-1、3）。有时，伴随发生断裂和滑动，形成断层面陡而弯曲的重力断层（图版 56-2、4）。这种断层大多具有正断层的性质。而且，下降盘中的沉积物有时出现加厚现象。这说明重力断层是在沉积时期形成的，因而具有边断边沉积的特征。当滑塌作用较强时，沉积层遭到强烈揉皱，甚至发生破碎，形成成分不同、大小不一的沉积物碎屑和碎块混杂在一起的“混杂构造”或滑塌角砾岩。

滑塌构造可以发生于厚仅十几厘米的一个薄层内，也可以涉及到厚达几十米的一套沉积层。它们的分布范围可以是局部，但亦可延伸数百米，甚至几公里以上。沉积层在发生滑塌变形后，厚度可变得相差很大，下坡方向上加厚，上坡方向上则变薄，甚至缺失一部分层位。

引起滑塌的主要因素有地形、构造运动、海啸等。但在滑塌过程中则是重力起主要作用。滑塌构造大多发育于有斜坡存在和具有快速沉积作用的环境中。例如，在浊流、潮沟、曲流沙坝、三角洲前缘、生物礁前缘、冰川以及风成沙丘的沉积物中经常可以见到滑塌构造。但是，这种构造在浊流环境中特别发育。在这种环境中，滑塌作用往往形成广而较厚的滑塌沉积，并与其它成分均一、产状正常的岩层构成一套反复出现的韵律性沉积。

（四）喷 出 构 造

喷出构造（ejected structures）是指沉积物从下面喷发到沉积表面所形成的小的类火山构造，如沙火山和泥火山（图版 57-1、2）。这种构造大致呈圆锥形发育于沉积物表面，直径从几厘米到几米不等。锥顶一般有发育良好的圆形“火山口”（图版 58-1），沉积物就是通过这个“火山口”喷出的。

这种构造的形成，与沉积物的液化作用有关。当快速沉积或者已沉积的沉积物发生滑塌或搅动时，水分就从沉积物中逐出并向上运移。这就使沉积物变成可流动的流砂或流泥。于是，它们就随着水分一起穿过沉积层垂直向上运动，喷发到沉积表面，形成火山锥状构造。地震时的喷砂冒水就常常形成沙火山和泥火山。

喷出构造一般出现在间歇性发生快速沉积的地区，从深海到浅海或陆相沉积物中均有分布。在地震活动区中也时常形成这种构造。

（五） 碎 屑 脉

外来的碎屑物质沿着裂隙从下面贯入、从上面注入或者从侧面挤入沉积层中所形成的脉状体统称为碎屑脉（clastic dykes）。根据脉状体的产状一般可分为与层面垂直或斜交的岩墙（图版 58-2、59-1）以及平行于层面的岩床。

组成碎屑脉的物质可以是砂、粉砂、泥，也可以是其它成分，如沥青、碳酸盐内碎屑等所有未固结的或易变形的物质。在碎屑岩中，最常见的是由砂所组成的砂岩岩墙和砂岩岩床。

岩墙一般呈板状体穿入沉积层中，宽度从1—2厘米到几米不等。如果外来物质是在沉积层固结之前进入裂隙的，所形成的岩墙之壁就往往是弯曲的。碎屑物质从下面贯入与从上面注入裂隙而形成的岩墙，其特征是不同的。前一种岩墙的壁往往发生变形，后一种则没有什么变形，而且其成分和结构一般变化较大。

碎屑物质从下面贯入裂隙一般与液化作用有关。例如，当松散砂含水很多时即可变成流砂，在上覆压力的作用下沿裂隙侵入，经过逐渐固化就形成砂岩岩墙。有些岩墙是由碎屑物质从上面简单地填入裂隙内而形成的。但有时碎屑物会沿层面挤入，甚至形成岩床。这表明它们也具有可流动的性质。不管在那一种情况下，都是先形成裂隙。然后，外来的碎屑物质侵入这种裂隙中。裂隙的形成与沉积层的收缩、震动、滑塌等作用有关。

（六）旋卷层理

旋卷层理（convolute bedding）或纹理指的是未变形层之间的一个沉积层内的纹层具有显著盘回褶曲或复杂揉皱的一种构造（图版59-2、3）。其褶曲形态以“宽向斜窄背斜”为特征，即向斜宽阔圆滑，背斜紧密而尖锐（图版60-2）。与滑塌构造不同，旋卷层理的纹层虽然强烈揉皱，但却是非常连续的，通常不伴有任何断层、滑动或角砾化现象（图版60-1）。

旋卷层理通常在细砂岩或粉砂岩等细粒沉积物中发育良好。一般只是在一个沉积层内的纹层发生褶皱变形，不涉及上、下层。而且，褶皱纹层向底部逐渐变平或者变为交错层状（图版59-2）。有时，变形层的顶部受侵蚀，背斜显出削顶现象（图版59-2、60-1）。这说明旋卷层理在新沉积物沉积之前就已形成了。

关于旋卷层理的成因，曾经提出过几种不同的解释（例如，Kuenen, 1953; Willians, 1960; Sanders, 1965; Reineck, Singh, 1973）。事实表明，它们可由多种方式产生。但多数研究者认为，沉积物的液化可能是形成旋卷层理的最重要因素。差异液化或者液化层的层内侧向流动可以使纹层产生复杂揉皱。从有些旋卷层理的顶部受到削蚀的现象来看，它们有可能受到流水的作用，或者是由流水在沉积层上流动时产生的剪切力拖曳成类脱顶卷曲的。

在浊流、潮坪及河流等环境中，旋卷层理十分发育。

（七）碟状构造

碟状构造（dish structures）系指粉砂岩或砂岩中凹面向上的、形似碟状的纹层（图24）。碟状体的直径一般为1—50厘米，边缘明显上翘。它们在横向上呈断续分布，在垂向上相互叠置。

一般认为，碟状构造的形成与沉积物沉积或固结时由超孔隙压力引起的孔隙水向上流动有关。因此，有人也称为泄水构造（water escape structures）（Lowe, 1975）。当孔隙水

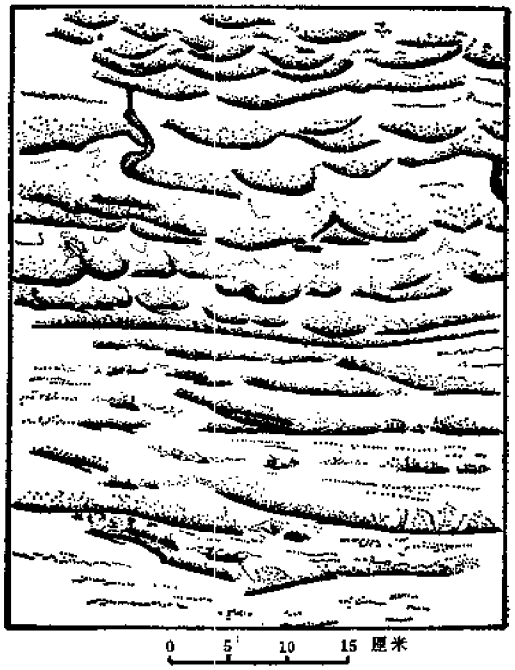


图 24　砂岩中的碟状构造
（据 Potter, 1977）

向上运动时，必然冲断了阻挡它向上流动的纹层，并带动其边缘向上弯曲，使纹层变形成碟状。有时，在这种碟状构造发育的地方或其下部，还可以见到近于直立的泄水管。

碟状构造主要发育于重力流沉积的砂岩和其它迅速沉积并饱含孔隙水的砂层中。

（八）坑丘构造

当沉积物中所含的气体或水分穿过沉积层向上运动到沉积表面时，就形成坑丘构造（pit and mound structures）。这种构造在沉积物表面上呈小而圆的浅坑，或者呈具有微小中心坑的小丘状或圆锥状（图版 58-3）。它们的规模很小，直径只有几毫米到一厘米，因此不难与喷出构造相区别。坑向下与气体或水分所经过的垂直管连通。因此，这种构造与碟状构造在成因上似乎有一定的联系。它们的形成可能都与沉积物中孔隙压力的增大迫使水分或气体向上运动有关。所不同的是，一个为表面构造，另一个是层内构造。

由坑丘所冒出的气体，可以是沉积物沉积时所捕获的空气，也可以是下伏沉积物中有机质分解所产生的气体。如果这些气体未冒出，而是保留在沉积物中，就可能形成气泡空洞或气泡砂构造（图版 58-4）。这些构造在海滩、潮坪、三角洲沉积中经常可见。

三、暴露构造

暴露构造（exposed structures）是指已沉积的沉积物表面间歇性地暴露于大气下时所形成的各种沉积构造的总称。因此，这类沉积构造的形成大多与气候和天气变化有密切的关系。天气变化包括刮风、下雨、降雪或冰雹、结冰、阳光曝晒等。这些作用可以在沉积

物表面产生各种特征性的痕迹。这里主要描述雨痕、冰雹痕和干裂。与风的作用有关的风成波痕和沙丘、皱痕、粘附波痕、以及沉积物表面出露水面时由渗出水所形成的细流痕等已在流动构造部分讨论过了。冻裂、冰晶印痕、雪花印痕以及泡沫痕虽说也属于这类构造，但在地质记录中极为罕见，似乎没有论述的必要。

这类构造基本上发育于沉积物表面可以间歇性暴露于大气下的沉积环境中，其中主要有沙漠、河流、湖滨、潟湖、三角洲平原、海滩、潮坪等。在古代沉积物中，暴露构造的存在则可证明沉积物表面当时确实曾暴露于大气下，从而有助于解释沉积环境，而且还可以作为推测古气候的线索。

（一）雨痕和冰雹痕

雨痕（raindrop imprints）是指雨滴降落在松软的沉积物表面上所形成的小冲击坑（图版 60-3）。它们一般呈圆形或椭圆形凹坑。坑缘略为高出表面，看起来有点粗糙。雨滴如果是垂直降落，雨痕就呈圆形坑；如果是倾斜降落，冲击坑则呈椭圆形，而且坑缘一边高一边低。在多雨的情况下，雨痕是不规则的、部分连通的凹坑，使整个表面看起来象蜂窝状，反而不如雨点稀疏降落所形成的雨痕容易辨认。

当雨痕被沉积物覆盖时，可以在上覆层的底面上形成雨痕铸型（图版 60-4）。

冰雹打在沉积物表面上，也可形成类似的表面痕迹（冰雹痕），但它们的冲击坑要比雨痕大而深，形状更不规则，坑缘也更高更粗糙。

（二）干　　裂

经常所说的干裂、泥裂或龟裂纹（mud cracks），实为同义词，均指潮湿的沉积物表面暴露于大气下时因干涸、收缩而裂开形成的裂缝。从平面上看，干裂有几毫米到几厘米宽，呈直的或弯曲的，往往出现分叉，而且以三叉为主。它们把层面分割成若干个多边形，一般具有3—6个边（图版 61-1、3）。多边形可以有不同的形状和大小。在同一个表面上，经常可以发育几级干裂。最先形成的一级干裂，缝宽而深，所分割的多边形，面积也大。然后在其上发育一级比一级小的二级、三级干裂等。这就使得同一表面上有不同大小的裂缝和多边形。在横剖面中，干裂常为V形，有时也呈U形；深度变化较大，从几毫米到几十厘米，偶尔可达一米；缝壁一般陡而平滑。

干裂常为沉积物所填满（图版 61-2），甚至作为铸型保存在上覆砂岩层的底面上（图版 61-4）。

在相当干燥的情况下，由干裂所切成的多边形泥片的边缘可能逐渐向上翘起，成为凹面朝上的卷曲泥片（图版 62-1）。这就是边缘卷曲的干裂。这种干裂片如果稍经搬运后被新的沉积物薄层不完全覆盖，其翘起的边缘可能突出在上覆层的层面上，成为一些不规则的条纹（图版 63-1）；在剖面中则显出由一些月牙形泥片所组成的叠饼状构造或泥皮构造。它们如果经过搬运和磨蚀，还可能变成扁圆形的泥砾。

值得注意的是，粘土层在水下脱水收缩时以及泥层含盐度增大时均可产生类似于干裂的裂缝（图版 62-2）。它们的区别在于这种裂缝一般发育不好，宽度相当窄，不具有V

形形态。因此，最好是采用“收缩裂隙（shrinkage cracks）”一名来称呼这种非暴露成因的泥裂。

此外，还有一种所谓的假泥裂（pseudo-mud cracks）也很象干裂，但其成因却是完全不同的。假泥裂有两种成因。一种是由于细粒层在受到地震震动时发生破裂而形成的；另一种则与砂层的液化作用有关（Dzulynski, Walton, 1965）。砂层液化时，水平方向上发生膨胀，使上覆的细粒层产生各向同性的张性破裂，形成一系列锯齿状或假六边形的裂缝。随后，液化砂从下面贯入其中。这些已充填的裂缝从平面和剖面上看，有点象已被砂充填的干裂（图版 62-3、4）。然而，它们大多是不连续的，不象干裂那样呈连续相通的网状裂缝；在剖面上也不具有 V 形形态，有的甚至是倾斜的。从成因上来说，实际上可将它们看作为小的砂岩岩墙。

第二章　化学成因的沉积构造

化学成因的沉积构造是指沉积时期和沉积期后由结晶、溶解、沉淀等化学作用在沉积面上或沉积物中所形成的沉积构造。其中的大多数沉积构造是在沉积物的压实和成岩过程中生成的，属于次生沉积构造。因此，它们对于解释沉积环境意义不大，但对于了解沉积物沉积后所经历的化学变化却是很有益的。

化学沉积构造不仅产于碎屑岩中，而且在其它沉积岩如碳酸盐岩中也是十分丰富的。总的来说，它们的形成与化学作用有关，但所涉及到的化学作用类型较多，而且有些沉积构造是由几种作用联合造成的，有时甚至有其它作用参与，如压力、收缩等作用。因此，化学沉积构造的分类是一个复杂的问题。我们只是将常见的几种化学沉积构造按其形成时所涉及到的主要化学作用类型进行归类。

一、结 晶 构 造

这里所说的结晶构造系指与结晶作用有关的化学沉积构造。它们往往是由于新晶体在沉积物表面或内部生长的结果。其中包括常见的三种沉积构造：晶体印痕与假晶、鸟眼构造和示顶底构造。关于这三种沉积构造的类别归属问题，各家意见不一。我们主要考虑这三种沉积构造的形成均与结晶作用有一定关系，因而放在这里描述。

（一）晶体印痕与假晶

在合适的条件下，盐类物质如石盐、石膏等的晶体可以在松软的沉积物表面上结晶生长。如果这些晶体后来因溶解而消失，就留下了具有晶体形态的特征印痕，即晶体印痕（crystal imprints）。这种印痕经沉积物充填后，就形成晶体假象即假晶（crystal pseudomophs）。

晶体由于往往长出沉积物表面，因而它们在表面溶解与被新沉积物掩埋后再溶解而留下的印痕及充填而成的假晶，其形态是不同的。如果晶体在表面长成后又溶解掉，所留下的印痕一般是该晶体的不完整形态；其假晶也是不完整的。如果晶体是在掩埋后才溶解消失的，则留下跨越层面的、具有完整晶形的印痕；其假晶呈该晶体的完整形态，而且往往突出在岩层的顶面上（图版 63-2）。根据这种差别和变化，可以帮助判别晶体生成后水体盐度的变化，或者沉积物埋藏后孔隙水成分的变化。

在地质记录中，最常见的是石盐假晶（图版 63-3）。它们往往呈立方体散布于层面上，有的甚至保存了石盐晶体（100）晶面上常显出的漏斗形阶梯状凹陷（图版 63-2）。这表明石盐假晶是在石盐晶体埋藏后经溶解、充填而形成的。它们的存在，显然说明石盐晶体生长时水体盐度的增高和埋藏后孔隙水盐度的降低。

石盐的晶体印痕和假晶大多产于盐湖、内陆盐沼以及温暖气候下的潮坪等沉积物中。

有时，它们可与石膏的晶体印痕和假晶共生。

（二）鸟眼构造

鸟眼构造（birdseye structures）是指细粒沉积岩中成群或单个出现的、一般为几毫米大小的鸟眼状孔隙被亮晶方解石或石膏等胶结物充填而形成的一种沉积构造（图版 63-4）。由于它们常成群密集地出现在岩层的断面上，所以有人也称为筛状、窗格状或网格状构造。根据充填鸟眼状孔隙的胶结物大多呈浅色斑点出现在暗色的基底上，有人也称之为雪花状构造。鸟眼构造在碳酸盐沉积物中较为常见，但在非碳酸盐沉积物中也有产出（Deelman, 1972）。

鸟眼构造的形成一方面与鸟眼状孔隙的形成有关，另一方面也与化学成因的胶结物充填这种孔隙有关（如果未被充填，则只能看作为孔隙或空洞）。而且，由于这种孔隙可以有多种成因，所以我们将这种构造归入化学沉积构造类型中。

鸟眼状孔隙主要有以下几种成因：

1）气泡成因　由沉积物快速沉积时所捕获的气泡形成，或者由沉积物中的有机质分解时产生的气体形成。由此而产生的鸟眼状孔隙大多是孤立的或分散状的，多少有点椭圆形或圆形的形态；

2）收缩成因　由碳酸盐沉积物露出水面因干缩而产生的孔隙，或者是成岩时期收缩而成的孔隙。它们呈 1—3 毫米高、几毫米宽的孤立扁平形空洞，分布可能较为不规则；

3）生物成因　是由潮上带的藻席埋藏后腐烂分解而留下的空隙。它们可能大致平行于层面分布。

此外，它们还可能由碳酸盐灰泥中所包含的水滴、硬石膏的溶解以及成岩时的重结晶作用所形成。

碳酸盐沉积物中的鸟眼构造大多产于潮上带，潮间带较为少见，潮下带则几乎没有。因此，这种构造是一种良好的指相标志。

（三）示顶底构造

示顶底构造（geopetal structures）这个术语是桑德(Sander, 1936)最先提出来的，说的是岩石中能够指示岩层顶底方向的任何内部构造或组构，例如交错层理等。因此，这是一个范围很广的术语，包括了能够指示沉积岩层原始顶底方向的各种沉积构造。而我们这里所说的示顶底构造则仅仅是指在碳酸盐岩中的生物体腔或洞穴内由下部泥晶碳酸盐沉积物和上部胶结物晶体所组成的、能够指示岩层顶底方向的一种沉积构造（图版 64-3）。这种构造的大小取决于碳酸盐沉积物中空洞或生物体腔的大小。然而，一般来说只有在显微镜下才能清晰地辨认这种构造。

这种示顶底构造的特征是：洞穴或有壳生物体腔的下部充填泥晶或微晶碳酸盐沉积物，一般是碳酸盐灰泥（图版 64-5）；上部则是亮晶碳酸盐矿物，通常是亮晶方解石嵌晶（图版 64-3）。两者之间的界面一般比较平直，并且与层面大致平行。界面上、下的充填物不同，成因也不一样。一般来说，下部的碳酸盐灰泥是机械沉积形成的，上部的亮晶方

解石嵌晶则是孔隙溶液沉淀结晶的产物。因此，这种界面可能代表了沉积作用与胶结作用之间的一段时间间隔。充填物的这种上下关系总是不变的，所以能够指示岩层的原始顶底方向。

二、压溶构造

压溶构造（pressure-solution structures）是指沉积岩中由压溶作用所形成的沉积构造，主要有缝合线和叠锥等。

（一）缝合线

缝合线（stylolites）主要产于比较纯净的碳酸盐岩中，有时也出现在石英砂岩（图版65-1）、盐岩、硅质岩中，指的是横剖面中将相邻两个岩层或同一岩层的两个相邻部分连接起来的锯齿状接缝。它实际上是缝合面在横剖面上的反映。这种线两侧的岩石大多呈不规则犬牙交错状或相互穿插状连接起来。缝合线中常富集该种岩石的不溶残余物，如粘土、有机质、砂等。

缝合线的起伏幅度，即它两侧的指状尖端之间的距离变化较大，小的可在1毫米以下，一般为几厘米到十几厘米，大的可达1米。通常按其幅度的大小分为肉眼可见的显缝合线和显微镜下才能辨认的微缝合线（图版65-4）。

缝合线的几何形状常见的有下列五种（图25）：1）简单波曲形（图版65-2）；2）复杂弯曲形；3）尖齿形；4）方齿形（图版65-3）；5）震波曲线形。实际上，它们之间还存在着许多过渡形状。有时，一条缝合线在侧向上可由这种形状变为另一种形状。

根据缝合线与层面的关系，它们一般可分为：1）与层面平行的水平缝合线（图版65-2）；2）与层面斜交的倾斜缝合线；3）与层面垂直的垂直缝合线；4）网状缝合线，由上述两种或三种缝合线联合组成的交织网状或具有相互切割关系的复杂缝合线。

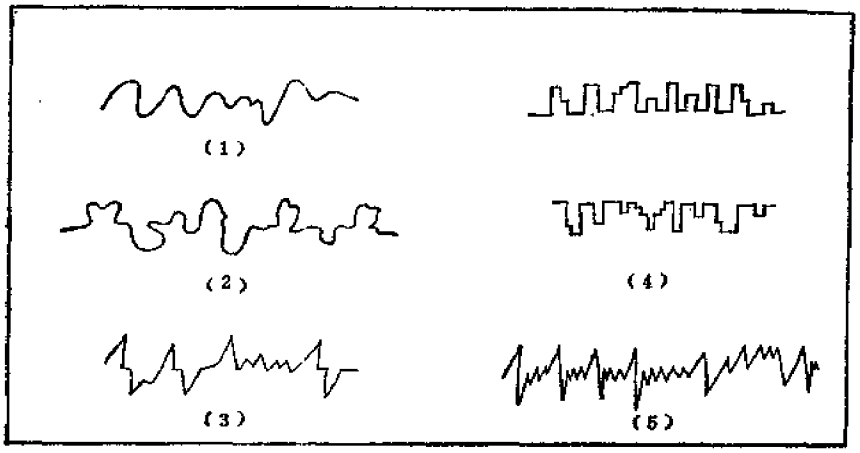


图25　缝合线的几何形状类型

(1) 简单波曲形　(2) 复杂弯曲形　(3) 尖齿形　(4) 方齿形
(5) 震波曲线形

关于缝合线的成因还未完全解决，但目前倾向于认为它们的形成与成岩-后生阶段的压溶作用有关。具体地说，缝合线的形成是由于在成岩-后生阶段相邻岩层在压力作用下发生选择性溶解的结果。在定向应力条件下，在岩石组分具有不同应力溶解度的地方，一种组分会比另一种组分溶解得更快。例如，碳酸盐岩中的钙质生物骨屑在应力条件下就比泥晶基质难溶。因此，当相邻的岩石组分发生应力溶解时，较易溶的部分被溶解掉，而较难溶的部分则留下来并相应地伸入到溶解所产生的空间中，从而形成了起伏不平的齿状溶解缝。溶解掉的物质呈溶液状态沿这种溶解缝搬走，或者作为附近岩层中的胶结物再沉淀下来。不溶残余物则残留在这种缝中。

根据缝合线大多既切过颗粒又切过基质和胶结物的现象来看，它们必定是在沉积物发生胶结作用之后形成的。

从缝合线的这种形成过程来看，可以根据它的起伏幅度大致地估算出缝合线两侧岩层被溶解掉的最小厚度。

（二）叠锥构造

叠锥构造（cone-in-cone structures）是由一串漏斗状的空心圆锥体套叠在一起所组成的构造（图版 66-1）。锥体表面有横纹凸起和纵向条纹。锥高通常为 1—10 厘米，偶尔可达 20 厘米。锥顶多朝下，在某些情况下也有朝上的；锥顶角为 30—60°。锥轴垂直于层面。因此，叠锥在层面上呈同心圆状，在纵剖面中则呈 V 形套叠。

叠锥的组成物质一般是大致与锥轴平行排列的纤维状方解石晶体，少数情况下是菱铁矿或石膏。锥面之间常有粘土膜充填。

叠锥构造多出现在不纯的石灰岩中，如泥灰岩、泥质灰岩中，有时也产于钙质粘土岩和方解石脉中。煤系地层中也有这种构造发育。

关于叠锥构造的成因，目前尚未研究清楚，大致有两种倾向性的成因解释。一种认为叠锥构造的形成与缝合线的成因相似，即与成岩-后生阶段的压溶作用有关；另一种则认为是文石重结晶成方解石的过程中产生圆锥形剪切应力的结果（Woodland, 1964）。

三、增生与交代构造

这一类沉积构造的形成大多与化学成因矿物的生成有关。这些矿物或者是沉淀、凝聚而成的，或者是交代母岩物质的结果。其中最常见又比较重要的是结核和葡萄状构造。

（一）结　　核

结核（concretion and nodules）是指成分、结构、颜色等方面与围岩有明显差别的团块状矿物集合体。结核的大小不一，从数毫米到数十厘米，大者可达几米；外形常呈球状、椭球状、圆盘状、扁豆状、透镜状、不规则瘤状等。结核的内部可以是均质的，也可以是非均质的，甚至含有围岩的成分；其构造形式也很不相同，有同心圆状、放射状、方格状、花苞状等。结核在围岩中可以呈单个产出，也可以呈串珠状或似层状成群出现，或者是不规则分

布的。它们在某些层位或部位较富集，在另一些地方则较少甚至没有。

1. 结核的成因类型

(1) 同生（或沉积）结核

这种结核是在沉积阶段生成的。它的特点是结核与围岩的界线一般很明显，并且不切穿围岩的层理，而是层理绕结核弯曲。同生结核的生成方式主要有两种：1）胶体物质围绕某些质点凝聚、沉淀，形成具有同心圆状构造的结核；2）由成分上不同于周围沉积物的胶体物质以凝块形式析出而成。现代海底上的磷酸盐结核和锰质结核即属于同生结核。

(2) 成岩结核

成岩结核是在沉积物的成岩过程中形成的，例如页岩中的钙质结核。在沉积物的成岩阶段，物质发生重新分配，来源于沉积物内部的胶体物质围绕某些中心（例如有机体）凝聚、沉淀，最终形成结核。在这一过程中，胶体物质有时在局部地方与围岩组分发生化学反应或交代。这种结核的特点是：与围岩的界线不甚明显，往往呈过渡关系，部分切穿围岩的层理。结核上方的围岩层理发生弯曲。这是由于结核的压缩体积比围岩小的缘故。

(3) 后生结核

后生结核形成于沉积物已固结成岩之后的后生阶段。它是由外来的溶液沿裂隙或层面进入岩石内部沉淀或交代而成的。因此，这种结核大多产于裂隙中或层面附近，并且明显地切穿围岩层理，但层理没有弯曲现象。

在实际工作中，有时由于找不到充分的证据而难于断定所研究的结核到底属于哪一种成因类型。通常是用成分来描述结核的，例如钙质结核、硅质结核等。下面仅简要地按成分介绍几种常见的结核。详细讨论这方面的内容已超出沉积构造的范畴，有兴趣的读者可参阅有关文献（例如，Raiswell, 1971; Pettijohn, 1975,第十二章）。

2. 结核的成分类型

(1) 钙质结核

钙质结核大概是最常见的结核之一，其成分主要是碳酸钙。它们在砂岩、页岩、泥岩、黄土中均有大量分布。

1）砂岩和粉砂岩中的钙质结核　它们通常呈球状、似球状或圆盘状，大小不一，小者1厘米或几厘米，大的可达几米。其大小可能与岩层的渗透率有一定关系。总的来说，砂岩中的结核往往比粉砂岩中的更大、更圆些，因为岩层的渗透率越高，进入其中的$CaCO_3$溶液就越多。结核中经常含有大量的碎屑颗粒，而且层理可以穿过结核。这说明这种结核是在碎屑颗粒沉积之后形成的，很可能是方解石胶结物局部胶结或差异胶结的结果。

由于这种结核胶结牢固，因此在露头上比围岩更能抵抗风化，使它们呈球状砂岩体散布于地面上。这就应注意与砂岩发生球状风化所形成的球状体相区别。

2）砂晶　它们是一种经常出现于砂岩中的、与方解石胶结物的结晶生长有关的、类似于结核的沉积构造。砂晶是方解石的大自形晶体或呈偏三角面体产出的自形晶簇，长度一般为 5—10 厘米，甚至更长。这种方解石具有变嵌晶状结构，在阳光下会出现斑点闪光的现象。砂晶是由于砂岩中的方解石晶体在快速生长时并入石英颗粒等包裹物而形成的。重晶石的玫瑰花结也有类似的成因和特征（Pettijohn, Potter, Siever, 1972）。

3）页岩中的钙质结核（图版 64-2）　它们一般呈椭球状到球状，直径从几厘米到几米不等，中心部分往往含有生物化石。结核上、下的围岩纹理绕结核弯曲，中间的则穿过结核。因此，在许多结核中可以见到沉积成因的纹理，但有一部分已变形了。在这种结核内，靠中间部分的纹理是近水平的，并与围岩纹理连接起来；靠上、下边缘的纹理则顺结核外形弯曲，并向两端收敛穿出结核。这说明结核是在泥质沉积物沉积之后才生长的，很可能属于成岩作用的产物。然而，结核中所含的生物化石没有压碎现象似乎又说明它们是在压实作用发生之前生成的。总之，这种结核形成较早，可能是在靠近沉积表面的地方由碳酸盐沉积于泥质沉积物中而形成的，但它们的生长也可能延续到成岩阶段的较晚期。

4）黄土中的钙质结核　这种结核俗称砂礓，形状多种多样，有长柱状、椭球状、板状、树枝状、锥状、不规则瘤状等。其大小不一，长 4—25 厘米，直径 2—20 厘米，大者可达 50 厘米长、30 厘米粗。内部构造可以是同心圆状或放射状，也可以是致密块状，并含有黄土碎屑和生物化石。结核在黄土剖面中或零星分布，或富集成钙质结核层，并大致平行于层面展布。

黄土中钙质结核的形成除了与风化过程中 $CaCO_3$ 的淋溶、淀积有关外，更重要的大概是富含 $Ca(HCO_3)_2$ 的地下水由于蒸发作用而上升到毛管水带聚集，由于压力降低，地下水中的 CO_2 逸出，致使 $Ca(HCO_3)_2$ 转变为 $CaCO_3$ 胶结物沉淀下来（刘东生等，1966）。

在土壤和洪泛平原等陆相沉积物中，也经常发育钙质结核。它们除了个体较小外，其它特征和成因均与黄土中的钙质结核相似。

5）龟背石（图版 64-4）　这是一种比较大的（直径 10—100 厘米）、扁圆形的钙质结核，并以具有一系列已充填的放射状裂隙为特征。这些裂隙向结核中心变宽，向边缘则逐渐消失。裂隙在结核表面上通常组成网状，但靠近结核边缘则保持放射状式样。裂隙大多被方解石充填，也可以被黄铁矿、闪锌矿或重晶石等充填。一般认为，龟背石的形成是一个复合过程。其中包括钙质结核的形成，随后结核脱水收缩产生裂隙以及晶质矿物充填裂隙。

（2）硅质结核

最常见的硅质结核大概要算碳酸盐岩中的燧石结核（图版 63-4）。这种结核的形状变化多端，从透镜状、扁豆状、圆盘状到极不规则的团块状或瘤状，甚至呈条带状。大小也不一样，有的仅几厘米甚至更小，有的可达几十厘米长。内部构造一般呈致密状，有时具有同心圆状。有些结核中含有硅质或钙质生物化石。燧石结核主要由微晶质石英和少量的玉髓所组成。它们大多沿一定的层面分布，而且其扁平面大致与层面平行；经常富集成燧石结核层，并且与碳酸盐岩层呈韵律式交替出现。

关于燧石结核的成因，就象硅质层的成因一样，也是一个争论不休的问题。看来，它

们可能有多种成因。一种是沉积成因，即在海底上由硅胶团直接沉淀而成。大多数人则持交代成因的观点：由生物化学作用从海水中萃取出来的氧化硅与碳酸盐沉积物一起沉积。在成岩分异过程中，分散的氧化硅发生溶解，随后再沉淀并交代碳酸盐沉积物而成为结核。还有一种成因是与碱性湖泊中硅酸钠胶体的淋滤作用有关。

(3) 磷酸盐结核

磷酸盐结核通常呈直径几厘米的卵石状或圆面包状。其底面扁平，顶面穹形而光亮。内部构造复杂又多变。有些结核由均一的磷灰石组成；有的具有鲕状、放射状；另一些则含有相当多的矿物颗粒、生物介壳及有机质。

这种结核不仅存在于磷酸盐沉积物中，而且也广泛地散布在某些灰岩和页岩中，在现代海底上也有产出。一般认为，磷酸盐结核可以是原生或沉积成因的，也可以是交代成因的。

(4) 锰质结核

锰质结核常呈球状、扁平透镜状或板状。大小变化很大，小至1毫米，大到20厘米以上。它们与围岩的关系显出同生结核的特征（图版64-1）。这种结核一般是由锰矿物呈同心带状围绕碎屑颗粒或生物介壳生长而成的。在现代海底上和某些内陆湖泊中均有锰质结核产出。

(5) 铁质结核

这一类结核包括由菱铁矿、氧化铁、黄铁矿、白铁矿等铁矿物所组成的各种结核。它们的大小和形状变化多端，有的甚至具有奇特的特征。例如，氧化铁结核常呈空心的管状，内部有可自由转动的碎屑物，摇时会发出响声。这一类结核的成因，有的是原生的，如某些菱铁矿结核；有的是成岩阶段形成的，如砂岩中的黄铁矿结核（图版66-2）。

这类结核分布甚广，在砂岩、泥岩、碳酸盐岩中均有发育。一般来说，低价铁矿物所组成的结核形成于还原环境中，而高价铁的结核则是氧化条件下生成的。

（二）葡萄状构造

葡萄状构造（cluster structures）是指碳酸盐岩中一种由许多具有碳酸盐包壳的似球状或不规则状的大颗粒密集堆积而成的、表面看起来象成串葡萄的沉积构造（图版67-1）。这种颗粒往往具有一个或多个核心，外表包绕一些同心状的碳酸盐纹层。这种纹层大多由颜色的不同而显示出来，形状随所包绕的颗粒或颗粒集合体的外形而变（图版66-3、67-2）。它们可能是由碳酸盐溶液沉淀而成的，但也可能有藻类参与作用。

第三章　生物成因的沉积构造

生物成因的沉积构造是指生物由于活动或生长而在沉积物表面或内部遗留下来的各种痕迹，其中包括生物遗迹、生物扰动构造、生物生长构造及植物根痕迹等。

一、生物遗迹

生物遗迹（lebensspuren）是指生物生活期间因运动、居住、觅食、摄食等功能行为而在沉积物表面或内部所遗留下来的、并具有一定形态的痕迹，又称遗迹化石（trace fossils）。从本世纪五十年代以来，遗迹化石的研究取得了很大进展，描述了许多遗迹化石的特征，提出了各种分类方案，建立属种，探讨可能的成因及其在地质学中的意义（例如，Häntzschel, 1962; Seilacher, 1964; Crimes, Harper, 1970; Frey, 1975）。

目前，生物遗迹的分类归纳起来有三种方案。第一，生物分类学方法，即按造迹生物的属种分类，这实际上是很困难的；第二，层位学方法，即根据保存生物遗迹的位置分类；第三，生态学方法，即按生物遗迹的形态进行分类，并建立个体的属种，一个属种只表示一种形态。系统或详细地描述各种遗迹化石已超出了我们的研究范围，这是一门独立的新兴学科——遗迹学的研究范畴。下面仅简述最常见的、通俗性的遗迹化石类型。

（一）足　　迹

足迹（tracks）主要是指脊椎动物用两足或四足交替行走时，在沉积物表面上遗留下的痕迹，如鸟足迹（图版 67-3）、恐龙足迹（图版 68-3）以及其它动物的足迹等。有时，足迹可以呈铸型保存下来（图版 67-4）。如果动物足迹断续排列成行，且具有一定的方向性，则可称为行迹（trackway）。

在某些情况下，有"足"的无脊椎动物，如多足类动物、具有步足的甲壳类动物等，在爬行时也可以在沉积物表面上留下具有足迹的爬迹。

在地质记录中，脊椎动物的足迹只出现在脊椎动物问世以来的地层层面上，绝大多数分布在中生代和新生代地层中。

（二）爬　　迹

爬迹（crawling traces or trails）是由无脊椎动物（例如蠕虫动物、节肢动物、腹足类等）在沉积物表面上爬行和觅食时，以其身体的腹侧、节肢或犹足等与沉积物表面相接触而形成的连续的细小沟槽状痕迹。它们的形状多种多样，取决于造迹动物的着地器官、爬行习性、爬行目的等。有的呈直线形或蛇曲形（图版 68-2），有的是复杂弯曲的（图版 68-1），

有的甚至呈螺旋形、盘回绕曲状或交织状（图版 68-4）；爬迹表面可以是光滑的，也可以带有纹饰（图版 69-1）。有时，爬迹具有一定的方向性或者可以显示出动物的爬行方向（版图 69-2）。如果可以确定爬迹是由动物的觅食活动产生的，则可称为觅食迹（browsing traces）。

（三） 停 息 迹

停息迹（*resting traces*）是动物停息、躺卧或伺机捕捉其它生物时，在沉积物表面上遗留下的痕迹。甲壳类、棘皮动物、软体动物等常造成停息迹。

这种遗迹大多呈孤立的、具有一定形状的凹坑，其大小、深浅和形状取决于造迹动物的着地部分。例如，海星的停息迹显出特征性的五角星形凹坑；鳞鳃类生物的停息迹大多呈椭圆形凹坑，一端稍圆，另一端稍尖（图版 69-4）。

（四） 潜 穴

潜穴（burrows）俗称虫孔，它们是动物在尚未固结的松软沉积物内部因居住、觅食或摄食所形成的管穴或孔道。由这三种功能行为所产生的潜穴实际上很难区别，因此我们不再作进一步细分。当能够明确鉴别它们时，可分别称为居住潜穴（dwelling burrows）、觅食潜穴（browsing burrows）、摄食潜穴（feeding burrows）。潜穴不仅可以由食沉积物的蠕虫动物产生，也可以由有壳的生物造成，如软体动物、节肢动物、甲壳动物等。

在某些情况下，潜穴生物可以将落入洞中的沉积物、掘穴过程中挖出的沉积物或（和）生物本身所排泄的废物推出洞口，在其周围堆积成小圆丘，成为生物洞丘构造（图版 69-3）。丘顶有一圆孔，向下与潜穴相通。这种构造乍看起来很象泥火山、沙火山或坑丘构造，但根据其内部构造或有无生物体存在是不难区别的。

不少潜穴生物要求生活在距沉积物表面一定深度的地方。当沉积物表面发生迅速沉积或侵蚀时，生物为了生存，不得不向上或向下改变其潜穴位置。由此而产生的痕迹称为蹼状构造（spreiten）（图版 70-2、71-3）。这种构造看起来就象某些动物脚趾中间具有弧形纹饰的薄膜一样，故有"蹼状"之称。实际上，它们是生物向上或向下掘出新潜穴后所遗弃的部分旧潜穴。某些食沉积物的潜穴生物在摄食过程中也可以产生具有复杂型式的蹼状构造。

如果沉积物堆积得太快，潜穴生物为了生存就不得不从它原来生活的地方迅速向上移动到靠近沉积物表面的新地方。由这种移动所产生的痕迹就称为逃逸迹（escape traces）。这种遗迹与正常的潜穴不同，它们几乎是直立的、没有分枝的，穴壁没有涂衬，而且潜穴周围的沉积物层理总是向下弯曲。

许多潜穴生物具有涂衬其潜穴的本能。它们利用本身所分泌的粘性物质加上所排泄的粪便或掉进洞中的沉积物涂在穴壁上，使潜穴具有一个或多个衬层（图版 70-3）。因此，潜穴一般较坚固，易于保存。生物所遗弃的潜穴，大多被与周围沉积物不同的其它物质所充填。在岩层表面上，它们一般表现为大小不一的圆形或椭圆形的浅色斑点（图版 72-3），易于辨认。

潜穴有不同的大小和形状。根据潜穴的孔径（D）大小一般可分为三种：大型（$D>10$ 毫米）、中型（$D=2$—10 毫米）和小型（$D<2$ 毫米）。按照潜穴的形状及其与层面的关系可简单地将它们分为五种形态类型。

1. 简单管状潜穴

这是最简单的低级潜穴。其特征是潜穴呈直管状，没有分枝；大多是与层面垂直的垂直潜穴（图版 70-1、2）和斜交的倾斜潜穴（图版 71-1）。有时，在潜穴内可见到衬壁和（或）蹼状构造。

2. U 形潜穴

这种潜穴以穴管呈U形为特征（图版 71-2、3），U 形管两端的开口均位于沉积物表面。其深度和大小与潜穴生物的大小相适应。它们可以是垂直的、倾斜的或水平的。一般来说，管子的一端为进水口，另一端是粪便和废物的排出口。生物经常涂衬穴壁以加固潜穴。在U形潜穴弯曲部分的上面或下面，时而发育有蹼状构造（图版 71-3）。当沉积物表面发生快速堆积时，蹼状构造发育在U形潜穴弯曲部分的下面；当发生侵蚀时，则发育在上面。因此，可以根据蹼状构造的高度大致估计U形潜穴所在的沉积物层的净增长或净侵蚀掉的厚度。

3. Y 形潜穴

这种潜穴以呈 Y 形为特征，如节肢动物大蝼蛄虾（*Upogebia major*）在现代海滩中所挖掘的潜穴（图版 71-4）。其穴道为两个开口均在表面上的Y字形，即上部呈U形，在U形管弯曲部分的中央下接一条较深的弯曲穴道，但在穴道转弯处均有短盲道发育，以便于动物本身的回转活动。

4. 水平潜穴

由潜穴生物在表层沉积物内沿水平方向（与沉积物表面平行）掘穴所形成的潜穴称为水平潜穴。它们的形状可以是简单的，也可以是复杂的。例如葛洛克迹（*Glockeria*）（图版 72-1）就是一种复杂的水平潜穴。其潜穴呈水平放射状，偶有分枝，中间为空心区，可能是由潜穴生物沿水平方向觅食时所造成的。

5. 潜穴系统

这种潜穴是由相互连通的许多管道组成的。其特征是潜穴管道多具分枝，有时可同时有几个出口通到沉积物表面。例如，某些甲壳类动物常挖掘出潜穴系统。短脊鼓虾（*Alpheus brevicristatus*）在现代海滩中所挖掘的潜穴为多口枝状潜穴系统（图版 72-2）。其主穴道较深，为一盲道，而且末端往往有一较大的洞室；从主穴道分出的各分枝穴道呈弧形，并开口于沉积物表面。

有的潜穴生物甚至象沿富矿层开采矿产一样，沿着富含有机质的沉积物层一层层地剥食，形成特殊的"采掘式"潜穴系统，如管枝迹（*Chondrites*）（图 26，图版 72-4）。它可能是蠕虫动物因觅食而形成的树枝状潜穴系统。其特征是潜穴呈等角度分枝，两次以上的

分枝潜穴粗细大致相等。



图 26　管枝迹（*Chondrites*）的"采掘式"潜穴系统复原图

一般来说，食悬浮物的潜穴生物具有简单的垂直、倾斜或U形潜穴，食沉积物的潜穴生物则往往产生复杂的潜穴系统。

（五）钻　　孔

钻孔（borings）是生物为居住、防护或觅食而在坚硬物体的表面上所钻成的孔洞。许多生物具有在贝壳、木头、甚至坚硬的岩石表面上钻孔的本能。例如，海绵动物、蠕虫动物、腹足动物、双壳动物以及微体菌藻类分别都有一部分营钻孔生活的。钻孔一般较光滑，可以是与被钻物体的表面垂直的，也可以是呈不同角度倾斜的；后来往往被沉积物充填。

二、生物扰动构造

生物扰动构造（bioturbation structures）是指生物在沉积物表面或内部活动时扰动沉积物，使物理和化学成因的原生沉积构造遭到不同程度的破坏或变形而产生的生物成因构造。根据这样的定义，上述的生物遗迹也属于生物扰动构造的范畴。不少人（例如，Schäfer, 1972）就是这样使用的。他们将生物扰动构造分为两种：无定形的和定形的（即遗迹化石）。它们都是由生物的活动所形成的，对沉积物都有不同程度的扰动。我们只是考虑到遗迹化石的特殊性，才将它们独立一节加以论述。在自然界中，无一定形态的生物扰动构造实际上比遗迹化石更加丰富。

保存在沉积物或沉积岩中的生物扰动构造，如果具有一定形态并可鉴别时，最好视为遗迹化石并尽可能定出属种名称；如果是无一定形态或不可鉴别的，则可泛称为生物扰动构造。发育生物扰动构造的沉积物层或沉积岩层可称为生物扰动层或生物扰动岩。

生物扰动构造的发育，既可以使原来的原生沉积构造遭到破坏或发生变形，也可以使沉积物显出斑状构造，甚至形成均匀层理。这里所说的斑状构造（mottled structures）是指由于生物的活动而使一些颜色、结构或成分与周围沉积物不同的斑点或斑块等不规则地断续分布在沉积物中的现象（图版 73-1）。例如，泥质层中砂囊的不规则分布，浅色砂质层中暗色泥斑或破碎介壳巢的不规则分布。这种构造的形成，或者是由于潜穴的充填，或者是生物搅混沉积物的结果，或者两者兼而有之。

由此可见，生物扰动构造的发育程度是千差万别的。这取决于生物对沉积物的扰动

强度。一般可以根据垂向剖面中原生层理受到生物破坏的面积百分数或斑状构造的多少，将生物扰动强度分为弱、中、强、完全四级（表 6）。并且，可以用这些等级作为形容词冠以生物扰动构造的名称之前，如弱生物扰动构造（图版 73-1）、中等生物扰动构造（图版 73-2）、强生物扰动构造（图版 73-3）。这种划分是人为的。当原生层理受破坏的面积小于 1% 时，可以忽略不计；当超过 95% 时，原生层理实际上已无法识别了，可视为均匀层理。

表 6　生物扰动强度分类表

生物扰动强度	原生层理的破坏程度 (%)	斑状构造的发育程度	生物扰动构造名称
弱	1—30	少	弱生物扰动构造
中　等	30—60	中等（明显）	中等生物扰动构造
强	60—95	多（模糊）	强生物扰动构造
完　全	>95		均匀层理

上述的遗迹化石和生物扰动构造虽然在各种不同的沉积环境中均有发育，但它们对于解释沉积环境仍具有一定的重要意义。一般来说，生物遗迹常发育在沉积缓慢、水体比较平静的氧化或弱氧化环境中。例如，在陆架泥质沉积物中遗迹化石或生物扰动构造特别发育，常常使原生沉积构造遭到破坏和改造。相反，在沉积物迅速堆积的环境（如三角洲前缘和浊流环境）、泥沙经常移动的环境（如沿岸沙坝）以及 H_2S 污染的停滞环境中，遗迹化石就不发育或很少。

根据 Seilacher（1967）等人的研究，可以依据遗迹化石组合即遗迹相（ichnofacies）来恢复海洋的相对深度，进而判断沉积环境。应用遗迹化石解释沉积环境的原理是：虽然生物本身随时间发生演化，但它们对相同环境的行为反应却基本保持不变。而且，许多生活在同一环境中的不同门类的生物，由于对环境往往有相似的行为反应，因此所形成的生物遗迹也大致相似。所以，许多遗迹化石有一个狭窄的沉积相或沉积环境的分布范围。下面简述从大陆到深海环境各遗迹化石组合或遗迹相的分布与基本特征（图 27）。

Seilacher（1967）把非海相沉积物中，特别是红层中所特有的某些潜穴组成的遗迹相称为斯考依迹（*Scoyenia*）相。在这个相中发育的潜穴，以简单的垂直潜穴为特征。同时，还发育有陆地动物和鸟类的足迹。这类足迹是指示非海相和边缘环境的可靠标志。

在滨海和潮坪等边缘环境中，常见各种较深的潜穴。其形态从简单的垂直潜穴到U形潜穴都有（图版 73-4，74-3、5，75-1）。这类遗迹化石的组合就是所谓的石针迹（*Skolithos*）相。其造迹生物主要有甲壳类、蠕虫类、蛤和腕足类的舌形贝等。据统计，边缘环境中的潜穴深度通常要比潮下环境深三倍。这显然是因为该地区波浪和潮汐作用强，海水的温度和含盐度变化大，生物要想生存就必须向深处掘穴并以食悬浮微生物为主，才能适应环境，免遭死亡。此外，在边缘环境中也常见节肢动物和软体动物所造成的各种爬迹。例如：

1）*Gordia*（?）　可能为腹足类的爬迹，呈光滑的曲线状沿层面分布（图版 73-5）；

2）*Gyrochorte*　系节肢动物的爬迹，其中间呈脊状隆起，两侧有对称的叶片状足迹

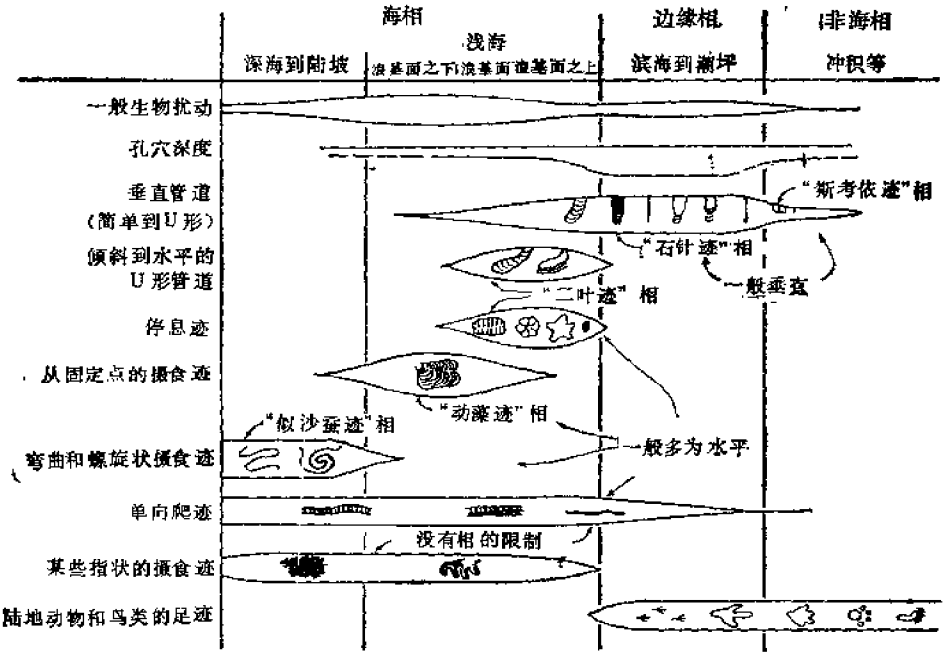


图 27　主要沉积环境中某些遗迹化石和遗迹相的分布

(据 Heckel, 1972)

(图版 74-1);

3) 新潍迹 (*Sintanichnus* Yang)　新遗迹属,属型 *Sintanichnus sintanensis* Yang 新遗迹种，可能是无脊椎动物的爬迹，由具有方向性排列的马蹄形连续足迹组成 (图版 74-2);

4) 曲带迹 (*Subpyllocorda*?)　可能为蠕虫动物的爬迹,呈弯曲的缎带状,其上有四条具细横纹的平行脊 (图版 74-4);

5) 潮虫迹 (*Oniscoidichnus*)　系节肢动物的爬迹，其中间有一脊状隆起，两侧为对称排列的小羽叶状足迹 (图版 75-2)。

在潮下带及其以下的浅海环境中,由于波浪和潮汐作用相对较弱,海水的含盐度和温度较稳定,生物潜穴的深度一般较浅,而且多为倾斜潜穴或水平的复杂潜穴。这个环境中所发育的遗迹化石组合以常见的二叶迹命名,称为二叶迹 (*Cruziana*) 相。下面列举数例:

1) 二叶迹 (*Cruziana*)　为三叶虫的觅食迹 (图版 75-4);

2) 巨画迹 (*Megagrapton* ?)　为蛇曲形的觅食潜穴,呈较规则的均分式分枝 (图版 76-1);

3) 花溪迹 (*Huaxichnus* Yang et Sun)　新遗迹属，属型 *Huaxichnus huaxiensis* Yang et Sun 新遗迹种。它是沿沉积物表层分布的水平觅食潜穴，一般呈直的或弯曲状的,偶有 60—90° 的分枝 (图版 76-2);

4) 扬子迹 (*Yangtzichnus* Yang)　新遗迹属，属型 *Yangtzichnus yangtzensis* Yang 新遗迹种。它是沿沉积物表层分布的大型水平潜穴。其总体大致为似柳条状的螺旋形；分枝潜穴沿弯曲线两侧呈交错分芽式排列,形状为纺锤形 (图版 77)。

此外，浅海环境中的遗迹化石的另一特征是具有许多生物的停息迹，如三叶虫、海星、瓣鳃类等生物的停息迹（图版 75-3）。

从浅海到半深海的过渡区，水流及波浪的影响更小，海水含氧量稍低，沉积物表层含有丰富的有机物质。生活在这里的蠕虫动物，常从一个点开始沿沉积物表层系统地摄食有机质，结果形成特征的旋卷状摄食潜穴，即所谓的动藻迹（*Zoophycus*）（图版 76-3）。Seilacher（1967）曾认为动藻迹是半深海的典型遗迹化石，并将这个环境中的遗迹化石组合命名为动藻迹（*Zoophycus*）相。但目前在滨、浅海或现代深海的沉积物中不断地发现了这种遗迹化石；而在我国的石炭纪地层中发现的动藻迹则往往与含煤层系有关。因此，这种遗迹化石的指相意义尚有待进一步研究。

在稳定的深海环境中，生物一般不再需要挖掘保护性的潜穴了。相反，许多深海生物是移动的食沉积物的生物，因而往往在沉积物表面或表层形成复杂网状、蛇曲状或螺旋状爬迹。这类遗迹化石的组合称为似沙蚕迹（*Nereites*）相，其中所含的遗迹化石举例如下：

1）始古网迹（*Protopaleodictyon*）　为沿层面分布的不规则蛇曲形觅食潜穴，在其弯曲部分的凸出处常有分枝，构成不完全的网状潜穴（图版 76-4）；

2）古网迹（*Paleodictyon*）　系沿层面分布的觅食迹，呈规则的六角形蜂巢状网孔（图版 78-1）；

3）拟蠕形迹（*Helminthopsis*）　可能为蠕虫动物形成的觅食潜穴，呈蛇曲形，表面光滑无饰（图版 78-2）；

4）新沙蚕迹（*Neonereites*）　为沿层面分布的蛇曲形觅食迹，其内部具有一排向同一方向凹曲的回填小板（图版 78-3）；

5）瘤粒迹（*Granularia*）　可能为节肢动物的居住潜穴，呈枝状分布，表面具小瘤粒（图版 78-4）。

综上所述，从大陆和边缘环境到深海环境，生物潜穴一般由简单的垂直潜穴逐渐过渡为倾斜或水平的复杂潜穴系统；从足迹和停息迹渐变为表层觅食迹和觅食潜穴；生物的食性从以食悬浮微生物为主逐渐变为以食沉积物中的有机质为主。这就明显地表现出遗迹化石的分布随水深的分带性，也就是说，遗迹化石及其所反映的生物食性和居住条件明显地受沉积环境的控制。这一结论已部分地为现代海洋沉积物中生物遗迹的分布所证实，而且对研究湖泊沉积物中的遗迹化石来说也具有一定的参考价值。

三、生物生长构造

生物生长构造指的是主要由生物本身的生长和捕获沉积物所产生的一种具有层理的生物沉积构造。一般来说，这种构造的形成与藻类的生长有关。最典型的大概是藻叠层石，虽然藻礁和藻丘也是由藻类生物的生长所产生的一种大型构造。

藻叠层石（stromatolites）是由蓝绿藻细胞丝状体或球状体分泌的粘液粘结细粒沉积物所形成的一种具有不同形态的纹层状钙质沉积构造。它由两种基本纹层交互组成。一种是在藻类繁殖季节形成的富藻纹层。其特征是纹层较薄（0.1 毫米左右），含有较多的藻体和有机质，主要由泥晶碳酸盐矿物组成，色暗，故又称基本暗带或暗层。另一种是在藻类休眠时期生成的贫藻纹层。它的特征是纹层较厚（1 毫米左右），藻体和有机质含量

较低，主要由亮晶碳酸盐矿物及少量的粉屑组成，色浅，因此也称基本亮带或亮层。有时，在这两种基本纹层之间还夹有纹层状碳酸盐沉积物（图版 79-3）。

由上述两种基本纹层交互组成的藻叠层石可以有不同的形状和大小。这主要取决于藻叠层石生长的局部环境，而与藻类生物本身无关，因此，藻叠层石一般是按形态进行分类的：球状、半球状（图版 79-5）、锥状、柱状、（图版 79-1、80-1）、波状（图版 79-2）、层纹状（图版 79-4）等，其间还有各种过渡形态。

有关藻叠层石的分类、命名及环境意义已有不少人作过深入研究（例如，朱士兴，1978；Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; Hoffman, 1969, 1973, 1976）。一般来说，藻叠层石主要发育于碳酸盐潮汐环境中，而且，层纹状和波状藻叠层石大多分布在潮上带，柱状和锥状类型主要产于潮间带，而球状和半球状藻叠层石则是潮下浅水环境的产物。但值得注意的是，藻叠层石也可发育于湖泊环境中，甚至河边滩地上（王自强，全秋琦，1982）。

四、植物根痕

在三角洲平原、冲积平原、沼泽、甚至海滨平原等大陆环境中，经常有各种植物生长。当植物死亡后，它们的根就遗留在沉积物中成为植物根痕迹。它们可以是草本植物或者是木本植物的根痕。

植物根痕的特征是大小不一，直径可小到数毫米，大到几米，大多呈上粗下细的分叉状（图版 80-2）。如果植物根垂直层面向下延伸则可称为立生根（图版 80-4），煤层顶、底板中的根土岩属其典型实例。

留在沉积物中的植物根，当腐烂分解后，其遗下的空洞被泥砂物质充填，成为铸型保存下来；或者，也可以被碳化或硅化而保存下来（图版 80-2）。

植物根扎在沉积物中生长时，可以使原生层理遭到破坏或发生变形（图版 80-3），甚至产生斑状构造或发生土壤化现象。

植物根痕基本上分布于出现陆生植物的泥盆纪以来的陆相沉积岩层中，尤以煤系地层中最丰富。

第四章　根据原生沉积构造序列解释沉积环境

从前面几章中的论述可以看出，原生沉积构造的形成，严格地受沉积环境因素的控制。因此，保存在沉积物中的原生沉积构造可作为解释沉积环境的重要标志。另一方面，对于解释亚环境或者生物化石稀少的环境来说，它们比其它指相标志，如地球化学标志和古生物标志具有更大的优越性。然而，只凭单个沉积构造来识别某种沉积环境又是危险的。因为一定的沉积构造是由沉积环境中当时起作用的一定的物理、化学和生物条件决定的，只要这些条件相似或相同，就有可能形成类似的沉积构造。而这种相似或相同的条件，特别是水动力条件，可以出现在不止一种的沉积环境中。例如，在河流、三角洲、潮坪等环境中均可以形成小波痕和由它迁移所产生的小波痕层理。当我们利用保存在地层剖面中的原生沉积构造序列，而不是用个别的沉积构造来解释沉积环境时，就可以避免多解性的危险，从而提高解释的准确性。

原生沉积构造序列是指一系列相互有联系的原生沉积构造在垂向上的规律性组合，这是由于沉积环境随时间的变化而使它们在垂向上重叠起来的结果。因此，这种序列实质上反映了形成它们的环境条件在垂向上的规律性变化。根据瓦尔特相律，它们也代表了横向上或区域上环境条件的变化。因为，只有横向上相邻的相或相区才能在垂向上重叠起来，这就是瓦尔特相律在环境解释中的应用。对特定的沉积环境来说，沉积作用和沉积条件在空间上的变化是有一定规律的。所以，我们有可能根据反映这种变化的原生沉积构造序列或组合来解释沉积环境。

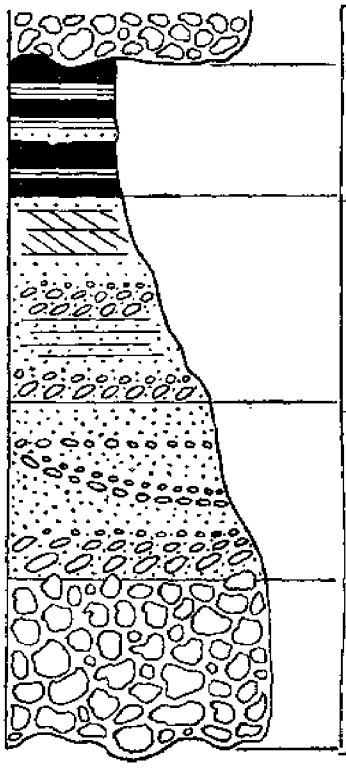
我们在广泛研究现代与古代的各种碎屑沉积环境以及参考有关文献的基础上，综合了地质记录中常见的七种碎屑沉积环境——冲积扇、河流、三角洲、潮坪、海岸-陆架、浊流及水下扇环境所形成的原生沉积构造序列。有关这几种沉积环境的概貌和沉积作用等基本特征，在沉积岩石学、沉积学和沉积环境的教科书中已有详细的描述（例如，何起祥，1978；刘宝珺，1980；任明达，王乃梁，1981；Freidman, Sanders, 1978; Reading, 1978; Reineck, Singh, 1980）。我们就不再作重复论述，而是侧重于如何根据原生沉积构造序列来解释沉积环境。为简单明了起见，我们采用图表相结合的方式，示意性地表示这几种碎屑沉积环境所形成的原生沉积构造序列，并利用有代表性的沉积构造名称命名以某种作用为主所形成的沉积单元，同时给予必要的成因解释。然而，必须指出的是，我们试探性总结的这些序列是综合性的，或者说是一种理想序列，只能看作为概念化的“模式”，并不代表某个地区的特定环境所形成的序列。在具体的一个地区，由于区域构造运动、物源区条件、气候等因素的变化，有可能使序列发生某些变化，缺失或重复某些段或者这种或那种沉积构造。这种现象是完全可能存在的。但不管怎样，这种理想化的完整序列还是可以反映沉积环境中各种作用因素的总的变化趋势或规律的，从而有助于我们在实际工作中进行对

比和解释沉积环境。当然，环境解释是一项综合分析性的工作，不可能、也不应该只根据某一种指相标志"拍板定案"。

一、冲积扇沉积的原生构造序列

冲积扇是在陆上氧化条件下由山区河流所携带的粗粒沉积物在山谷出口处堆积而成的扇形沉积体。它一般可以根据地貌和沉积特征分为三个亚环境：靠近山口的扇根、中部的扇中以及边缘部分的扇端。侧向上相邻的几个冲积扇常组成复合冲积扇。

在冲积扇的形成和发育过程中，如果沉积物的堆积速度小于盆地的沉降速度，冲积扇就向源区方向退积，或者向侧向转移，结果形成下粗上细的正旋回沉积序列。在这种情况下，冲积扇沉积的原生构造序列从下到上大致可分为四个段（图 28）：



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	环境解释
4	水平纹理和均匀层理	干裂，细流痕，雨痕，冲淤构造	泥岩，粉砂岩，有时夹砂岩和蒸发岩	扇端
3	平行层理和交错层理	叠瓦状构造，冲淤构造	含砾砂岩，砂岩	扇中
2	递变层理	叠瓦状构造，平行层理	砂砾岩	扇根
1	均匀层理	底面为冲蚀面	砾岩	

图 28　冲积扇沉积的原生构造序列及其环境解释

1）均匀层理段　　此段直接覆于基岩上，呈侵蚀接触。杂乱堆积的砾石几乎没有什么分选性，也没有定向排列，但可突出层面，整个砾岩层表现为均匀层理或块状层理。

2）递变层理段　　由第 1 段向上，沉积物变细，主要由砂砾岩组成。其中以发育递变层理和砾石的定向排列为特征，时而有发育不良的平行层理。递变层理可以是正向递变，也可以是反向递变，或者是反向-正向递变。反向递变可能与筛积作用有关。砾石的定向排列既可以是叠瓦状的，也可以是水平甚至垂直排列。

3）发育差的平行层理和交错层理段　　在含砾砂岩和砂岩中出现主要由辫状河沉

积所形成的平行层理和大型交错层理，但它们大多发育较差。砾石多具叠瓦状构造，而且可以出现倾向相反的两组叠瓦状构造；在交错层中，它们的扁平面则顺倾斜的前积层面排列。冲淤构造丰富也是本段的特征之一。

4）水平纹理和均匀层理段　本段的沉积物主要由粘土和粉砂组成，有时夹有砂层和膏盐层。在这些沉积物中常发育水平纹理和均匀层理，有时则可出现由不同沉积物层所组成的水平互层层理。暴露构造发育也是该段的另一特征，例如干裂、纰流痕、雨痕等。

在这个序列中，第 1 和 2 段代表扇根沉积，其沉积物是冲积扇中最粗的部分，搬运和沉积机理主要是泥石流。第 3 段代表扇中沉积，主要是由辫状河沉积所形成的。第 4 段则是扇端的产物。

在沉积物的堆积速度大于盆地的沉降速度的情况下，冲积扇不断向盆地方向推进，使扇根沉积覆于扇中沉积之上，而扇中沉积又置于扇端沉积之上，结果形成下细上粗的进积型反旋回沉积序列。在这种情况下，所出现的原生沉积构造序列刚好是上述序列的倒置。

冲积扇沉积大多形成于内陆盆地，特别是断陷盆地的边缘，例如，克拉玛依的二叠-三叠系[1]、酒泉盆地白垩系、黄骅盆地第三系以及中南地区白垩-第三系（国家地质总局宜昌地质矿产研究所主编，1979）都发育有冲积扇沉积。它们的序列与上述序列有许多相似之处。

二、河流沉积的原生构造序列

河流环境是研究较早和较详细的沉积环境之一。河流一般可按河道型式（河型）分为辫状河（或称游荡性河或网状河）、蛇曲河（或称曲流河）以及顺直河三类。顺直河实际上很少见，可以不予考虑。辫状河和蛇曲河是可以逐渐过渡的，也是可以相互转化的。在同一时期，在同一条河流的不同河段，可以发育不同的河型。例如，蛇曲河一般发育在河流的中、下游，而辫状河则多出现在河流的中上游。或者，由于区域构造、气候和水动力等条件的变化，同一地段在不同时期也可以出现不同的河型。幼年期河流多呈辫状，而壮年期河流则多为蛇曲状。

（一）蛇曲河沉积的原生构造序列

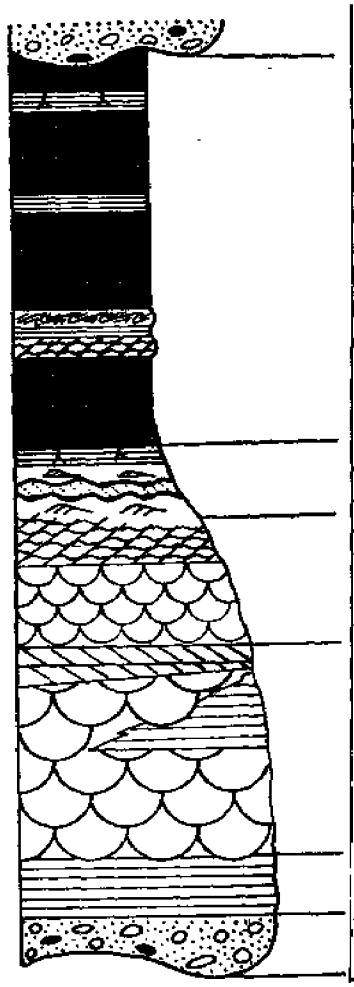
蛇曲河的一般特征是：河道较稳定，呈蜿蜒蛇曲状；河槽窄而深，河床坡降缓；河流的流量和输沙量变化较小。河道沉积以发育于凸岸的曲流沙坝的侧向加积作用为主，但凹岸同时发生侧向侵蚀。洪泛平原沉积发育，并加积在河道沉积之上。由此构成了一个完整的蛇曲河沉积序列，其中的原生沉积构造可归纳为六个段（图 29）：

1）下部均匀层理段　组成本段的含泥砾砂岩或砾状砂岩以具有均匀层理（或块状层理）为特征。其中的扁平砾石可显出模糊的叠瓦状构造，而且其最长轴垂直于水流方

1）张纪易，1981，粗碎屑洪积扇沉积模式。未刊。

向。有时，底部含有较大的炭化植物干。这些砂岩或砾状砂岩通常呈透镜状产出，与下伏岩层为侵蚀接触，属河床滞留沉积。

2）平行层理段　本段由砂岩组成，典型的沉积构造是平行层理，而且层面上常有剥离线理伴生。平行层理发育的层位不太稳定，有时也可出现在第3段——大波痕层理段之上，或两者呈交互状产出。



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	环境解释
6	均匀层理和水平纹理	爬升波痕纹理，旋卷层理，干裂，植物根痕，潜穴，钙质和铁质结核	泥岩，粉砂岩	洪泛平原
5	波状层理和水平纹理	小波痕层理，透镜状层理，爬升波痕纹理，干裂，植物根痕	粉砂岩，粉砂质泥岩	天然堤
4	小波痕层理和爬升波痕纹理		粉砂岩	曲流沙坝
3	大波痕层理	平行层理	中、细砂岩	
2	平行层理	剥离线理	砂岩	
1	均匀层理	叠瓦状构造，底面为冲蚀面	含泥砾砂岩，砾状砂岩	河床滞留沉积

图29　蛇曲河沉积的原生构造序列及其环境解释

3）大波痕层理段　组成本段的中、细砂岩以发育大波痕层理（大水流波痕层理）为特征。其形态类型以大型槽状交错层理为主，板状和楔状交错层理也时而可见。它们的规模有向上逐渐变小的趋势。

4）小波痕层理和爬升波痕纹理段　本段由粉砂岩组成，特征的沉积构造是小波痕层理和发育良好的爬升波痕纹理，两者交替出现。

5）波状层理和水平纹理段　组成本段的互层状粉砂岩和粉砂质泥岩往往具有波状层理的特征。粉砂岩中通常发育小波痕层理，泥岩则大多具有水平纹理。共生的沉积构造有：爬升波痕纹理、旋卷层理、沟槽充填交错层理、干裂、雨痕、植物根痕及斑状构

造等。

6）上部均匀层理和水平纹理段　沉积物主要是泥岩，其次是粉砂岩，在局部地方可夹有碳质泥岩或薄煤层。特征性的沉积构造是均匀层理和水平纹理。此外，还常发育爬升波痕纹理、旋卷层理、植物根痕、简单的垂直或倾斜潜穴、足迹和爬迹、钙质和铁质结核、干裂等沉积构造。

在这个序列中，第 1 段代表河床滞留沉积；第 2—4 段为曲流沙坝沉积的产物；第 5 段基本上代表天然堤沉积，也可包括一部分决口扇沉积；第 6 段则是洪泛平原沉积物垂向加积的结果，厚度较大，有时可占整个序列的近二分之一。

由上述可见，在一个完整的蛇曲河沉积的原生构造序列中，从底部的冲刷面向上，交错层单元的规模由大变小，层理类型由均匀层理——→平行层理——→大波痕层理——→小波痕层理——→爬升波痕纹理直到水平纹理和均匀层理。沉积构造的这种变化和向上变细的粒度特征一起构成了一个典型的正旋回沉积序列。

蛇曲河沉积的这种原生沉积构造序列，是由蛇曲河的侧向迁移和沉积所造成的，并且可以用水流动态的概念进行解释。在蛇曲河中，水流能量的分布特点是：最高流速靠近凹岸，最低流速靠近凸岸。因此，水流能量由凸岸向凹岸增大，水流动态由凸岸附近的低流态变到凹岸附近的高流态。当蛇曲河发生侧向迁移时，曲流沙坝就由凸岸向凹岸迁移，使低流态下的沉积物加积在高流态下的沉积物之上。所以，序列下部的平行层理显然是在高流态下由上平底底形产生的。根据底部的岩性和冲刷面分析，形成河床滞留沉积的水流亦应属高流态。而由下向上依次出现的大波痕层理、小波痕层理和爬升波痕纹理，则分别是低流态下形成的大波痕、小波痕和爬升波痕迁移的结果。平行层理产出层位的不稳定性是由上平底底形形成时的水流速度和水流深度的特定结合所控制的。序列上部的水平纹理和均匀层理，主要是由越岸洪水在较平静的条件下逐渐沉积其悬浮负载而形成的。因此，整个序列自下而上的发育过程，就是水流由高流态逐渐变为低流态，由底负载到悬浮负载沉积的过程。

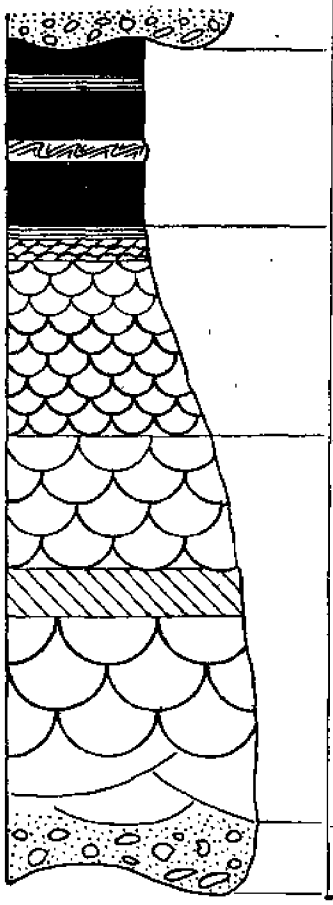
（二）辫状河沉积的原生构造序列

辫状河的一般特征是：河道较直，但不固定，呈分而复合的辫状；河槽宽而浅，河床坡降较陡；流速快，流量和输沙量变化较大；河心沙坝发育，而洪泛平原则不甚发育；沉积物一般较粗，主要为砂、砾沉积。因此，辫状河沉积主要由河心沙坝沉积和较薄的洪泛平原沉积所组成，其原生沉积构造序列自下而上一般可分为四段（图 30）：

1）均匀层理段　在明显的冲刷侵蚀面之上发育以均匀层理为特征的块状砂砾岩。在局部地方，砾石具有叠瓦状构造，其长轴垂直于水流方向排列，并且以迎流叠瓦为主。

2）大波痕层理段　组成本段的砂砾岩和砂岩中发育大波痕层理，其形态类型以大型槽状交错层理为主，有时夹有单组大型板状交错层理和逆行沙丘交错层理。层理规模有向上变小的趋势。

3）小波痕层理段　本段的岩性由中、细砂岩组成，以发育小波痕层理为特征。共生的层理类型主要是爬升波痕纹理，有时在粉砂岩中出现水平纹理。



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	环境解释
4	水平纹理和均匀层理	旋卷层理，爬升波痕纹理，干裂，植物根痕	泥质粉砂岩，粉砂质泥岩	洪泛平原
3	小波痕层理	爬升波痕纹理，水平纹理	中、细砂岩	河心沙坝
2	大波痕层理	单组大型板状交错层理，逆行沙丘交错层理，复活面	砂岩，砂砾岩	
1	均匀层理	叠瓦状构造，底面为冲蚀面	砂砾岩	河床滞留沉积

图 30　辫状河沉积的原生构造序列及其环境解释

4）水平纹理和均匀层理段　这个段以泥质粉砂岩和粉砂质泥岩中的水平纹理和均匀层理为特征，厚度一般较小。伴生的沉积构造主要是旋卷层理等准同生变形构造，偶尔有爬升波痕纹理。此外，还有潜穴和植物根痕等。

在这个序列中，第 1 段属于河床滞留沉积；第 2 和 3 段是河心沙坝沉积的产物；而第 4 段则代表洪泛平原沉积。大波痕层理段是由洪水期大波痕底形的迁移所形成的；该段底部有时甚至可以出现由巨波痕迁移所形成的巨波痕层理；而单组大型板状交错层理则可能是河心沙坝在洪水期发生迁移的结果。在某些情况下，洪水水流甚至达到了高流态条件，从而形成逆行沙丘交错层理。随着洪水的退却，水流能量逐渐降低，大波痕停止迁移并开始生成小波痕，从而使第 3 段的小波痕层理叠置在第 2 段的大波痕层理上。第 4 段则是在平水期由细粒悬浮沉积物沉积而成的，因此以水平纹理为主。这个段的顶部大多是具有强生物扰动的土壤层。

与蛇曲河相比较，辫状河沉积的特点是：1）沉积物较粗，以砂、砾沉积为主；2）槽状交错层理发育，而且规模较大。有时，甚至整个序列几乎全由槽状交错层理所组成；3）洪泛平原沉积不甚发育。

上述的辫状河沉积的原生构造序列主要是对中上游的粗粒辫状河沉积而言。如果辫

状河是发育在三角洲平原附近，则沉积物以细粒物质为主，但原生沉积构造序列却是相似的。

与上述两种序列相似的现代蛇曲河和辫状河沉积的实例已有研究(郑浚懋等,1980)。古代实例有不少,例如华北平原上第三系、陕甘宁盆地中的中生界以及四川和云南某些地区的白垩系中均有河流沉积发育（成冶,1976;郑浚懋等,1980;陈昌明等,1982)。

三、三角洲沉积的原生构造序列

三角洲是指河流注入海洋或湖泊时，在河口附近形成的碎屑沉积体。其平面形状为尖顶朝向陆地的三角形或扇形,故名曰三角洲。它们的展布面积各不相同,从几平方公里到几万平方公里不等。

三角洲的类型，按河流、波浪、潮汐作用的相对强度可分为：以河流作用为主的河控三角洲、以波浪作用为主的浪控三角洲和以潮汐作用为主的潮控三角洲。这三种成因类型的三角洲可以表现出不同的形态特征。

按照经典概念，一个三角洲由顶积层、前积层和底积层组成。从沉积环境的角度出发，一个三角洲沉积体系可进一步分为三角洲平原（包括分流河道、分流间湖泊、沼泽等)、三角洲前缘（包括河口沙坝、远端沙坝等）以及前三角洲。当三角洲向盆地方向生长时,上述的三个亚环境的沉积物依次叠覆,形成一个完整的进积式三角洲沉积序列。下面以地质记录中最常见的河控三角洲沉积为例，描述其原生沉积构造序列。这种序列自下而上大致由六段组成(图 31):

1）水平纹理和均匀层理段　本段主要由富含有机质的泥岩和粉砂质泥岩组成,以发育水平纹理和均匀层理为特征。生物扰动相当强烈,发育斑状构造和多种生物遗迹。有时夹有大洪水带来沉积的、具有递变层理的粉砂岩薄层。

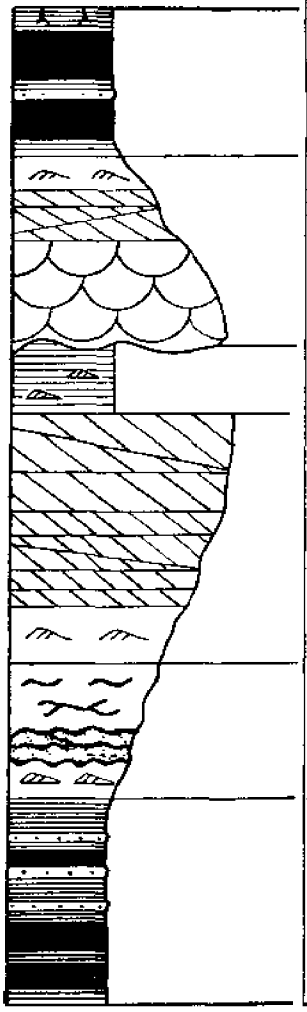
2）透镜状、波状和脉状层理段　组成这个段的沉积物主要是互层状的泥岩和粉砂岩。而且,砂质组分由下到上逐渐增多，依次出现透镜状、波状和脉状层理。共生的沉积构造有水平纹理、小波痕层理以及潜穴等生物扰动构造。

3）交错层理发育段　基本上由较纯净的砂岩和粉砂岩组成的这个段,以发育各种交错层理为特征。其中主要是板状和楔状交错层理，也有槽状和波状交错层理。水流波痕层理和浪成波痕层理都存在。交错层规模从下到上由小变大。此外,常见气泡空洞、滑塌构造、重力断层等;有时,在层面上还可见到保存良好的水流波痕和浪成波痕。

4）水平纹理和透镜状层理段　本段的沉积物主要是泥岩和泥质粉砂岩。层理类型以水平纹理和透镜状层理为主。生物扰动构造发育。

5）水流波痕层理段　组成本段的砂岩以发育水流波痕层理为特征，槽状、楔状和板状类型均存在,而且其规模从下到上由大变小。共生的沉积构造有波状层理、透镜状层理、以及不常见的平行层理、冲淤构造等。

6）均匀层理和水平纹理段　这个段的主要岩性是互层状的泥岩和粉砂岩,夹碳质泥岩和煤层。特征性的层理类型是均匀层理和水平纹理；此外，砂泥水平互层层理、波状层理、透镜状层理、冲淤构造也时而可见;钙质结核和铁质结核、植物根痕以及某些生物遗迹等相当丰富。



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	环境解释	
6	均匀层理和水平纹理	砂泥水平互层层理，波状和透镜状层理，冲淤构造，植物根痕，生物扰动构造，铁质和钙质结核	泥岩，粉砂岩，夹炭质泥岩和煤层	三角洲平原	分流间沼泽和湖泊
5	水流波痕层理	波状和透镜状层理，平行层理，冲淤构造，底面为冲蚀面	砂岩		分流河道
4	水平纹理和透镜状层理	生物扰动构造，孤立波痕，韵律层理	泥岩，粉砂岩，夹碳酸盐岩	三角洲前缘	分流间湾
3	交错层理	水流波痕和浪成波痕，气泡空洞，滑塌构造，重力断层	砂岩，粉砂岩		河口沙坝
2	透镜状、波状和脉状层理	水平纹理，砂泥水平互层层理，小波痕层理，生物扰动构造	粉砂岩，泥岩		远端沙坝
1	水平纹理和均匀层理	遗迹化石，生物扰动构造，韵律层理，偶有递变层理	泥岩，粉砂质泥岩	前三角洲	

图 31　河控三角洲沉积的原生构造序列及其环境解释

在上述序列中，第 1 段属于前三角洲沉积。由于这个亚环境离河口最远，基本上处于浪基面以下，水动力较弱，故沉积物以细粒悬浮物质为主，并且发育了反映这种水动力条件的水平纹理和均匀层理。河流带来的丰富的有机质和营养物质有利于生物在这里大量繁殖，产生了生物遗迹和生物扰动构造。这个段与下伏的正常浅海陆架或深湖相的泥质沉积呈过渡关系，一般较难区分。

第 2、3、4 段代表三角洲前缘沉积，分别属于远端沙坝、河口沙坝和分流间湾沉积。由前三角洲向陆地方向，水深变浅，水动力逐渐增强，粗粒与细粒沉积物交替沉积，形成了第 2 段的复合层理类型。在河口地区，由于水面相对于河道来说变宽了，使水流速度急剧下降，河流搬来的大量砂质沉积物就在这里堆积成河口沙坝。水流、波浪、潮汐的联合作用，使砂质沉积物中发育了各种波痕迁移而成的交错层理。另一方面，河口沙坝的向前生长或迁移也可产生具有切线形或 S 形前积层的大型板状或楔状交错层理。沙坝斜坡因过陡

而滑动或滑塌，产生了滑塌构造。有时，河口沙坝和远端沙坝的沉积物经过波浪和水流的搬运与改造，可形成分布广而薄的席状砂沉积，但其沉积构造仍以各种交错层理为主，虽然有时也见到平行层理。

分流间湾是被天然堤或沼泽所围绕的并与开阔水域相通的海湾或湖湾。其沉积物既有从悬浮态中沉积下来的细粒物质，也有因分流河道决口而冲入的粗粒沉积物。在这种较安静的环境中，形成了水平纹理。在有波浪活动的地方，可以出现孤立波痕成因的透镜状层理。在有的垂向剖面中，第 3 段之上并不出现第 4 段，而是被分流间沼泽沉积组成的第 6 段直接覆盖，或者与第 5 段呈侵蚀接触，甚至可以被水进时沉积的泥岩所覆盖。

第 5、6 段属于三角洲平原沉积，分别代表分流河道和分流间沼泽沉积。这两个段的成因解释与前述的河流序列相似，此处不再赘述。

由此可见，三角洲沉积的原生构造序列是一个复合序列。它基本上由下部 1—3 段的反旋回序列和上部 5—6 段的正旋回序列组合而成。

与上述序列类似的古代河控三角洲沉积的实例，在中国东部中、新生代诸盆地中都可见到（例如，国家地质总局宜昌地质矿产研究所主编，1979；张鹏飞，殷宗昌，1981；陈昌明等，1981）；而对于其它类型的古代三角洲沉积则研究甚少，现代实例可参考长江三角洲沉积[1]，和有关文献（陈景山，陈昌明译，1981）。

四、海岸-陆架沉积的原生构造序列

位于海洋与大陆交界处的海岸，具有各种各样的地貌与沉积类型。根据有无障壁地形的存在，可将海岸分为两类：无障壁海岸和有障壁海岸。

无障壁海岸又称广海型海岸，指的是海岸与广海之间不存在障壁岛、沙坝或生物礁等障壁地形，海水可进行充分流通和循环的一种海岸。如果海岸与广海之间存在任何一种障壁地形，以致使海水处于局限流通或半局限流通状态，则称为有障壁海岸。

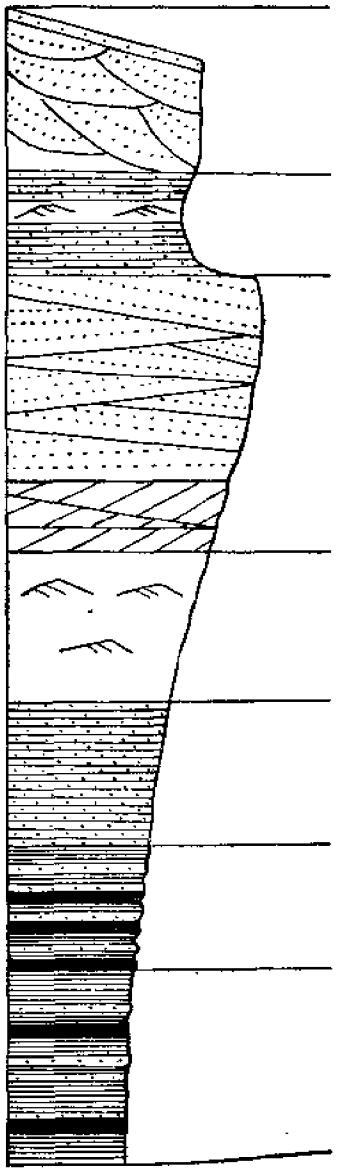
上述两类海岸，按照沉积物的性质又可进一步分为陆源碎屑沉积海岸和碳酸盐沉积海岸。前者还可以再分为高能砾质海岸、中能砂质海岸和低能泥质海岸。显然，我们不可能讨论这么多种海岸的沉积特征，只能选择有代表性的、地质记录中比较常见的广海型砂质海岸沉积为例加以说明。

从海岸向海到大陆架，可以根据海岸地貌、水动力状况和沉积物类型分为如下几个地貌单元：海岸沙丘、后滨、前滨、临滨、过渡带及远滨（陆架泥）。

海岸沙丘大致位于最大风暴涨潮位以上。后滨从海岸沙丘下界向海延伸到平均高潮线，相当于潮上带。平均高潮线与平均低潮线之间的地带为前滨，即相当于潮间带。临滨则位于平均低潮线与浪基面之间的地带。从临滨向海经过渡带就是以泥质沉积为主的远滨带（陆架泥）。

在沉积物供应充足、海岸向海方向进积的情况下，上述各单元的沉积物依次叠覆，形成一个进积型海岸-陆架沉积序列。这个序列中发育的原生沉积构造，自下而上大致可归纳为七段（图 32）：

1）同济大学海洋地质系，1975，长江三角洲沉积的基本特征；1978，长江三角洲发育过程和砂体特征。未刊。



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	环境解释
7	风成沙丘交错层理	植物根痕，变形构造	中、细砂岩	后岸沙丘
6	水平纹理	小波痕层理，低角度交错层理，细流痕，粘附波痕，气泡砂构造	砂岩	后滨
5	冲洗交错层理	水流波痕，浪成波痕，逆行沙丘，干涉波痕，改造波痕，水流和浪成波痕层理，平行层理，递变层理，冲蚀构造，冲流痕，细流痕，粘附波痕，剥离线理，潜穴	中、细砂岩	前滨
4	水流波痕层理	削顶浪成波痕，弱生物扰动构造	细砂岩	临滨
3	水平纹理	对称浪成波痕，大水流波痕，大波痕层理，中等—强生物扰动构造	细砂岩	
2	砂泥互层层理和生物扰动构造	强—完全生物扰动，均匀层理	互层状泥岩、粉砂岩和砂岩	过渡带
1	水平纹理	中等—强生物扰动构造，遗迹化石，均匀层理，递变层理	粉砂质泥岩，泥质粉砂岩，夹细砂岩	远流

图 32　进积型砂质海岸—陆架沉积的原生构造序列及其环境解释

1）水平纹理段　　代表水动力条件很低的远滨环境中所形成的这个段，主要由发育水平纹理的粉砂质粘土和粘土质粉砂所组成。其中，偶尔夹有风暴时期形成的粉砂或细砂薄层。这种砂层往往具有递变特征。这个段的生物扰动程度中等到强烈，大多数是无一定形态的生物扰动构造，也有一些是生物遗迹化石，如不同形状和大小的各种潜穴。有时，甚至发育由完全生物扰动所形成的均匀层理。

2）砂泥互层层理和生物扰动构造段　　本段是过渡带沉积的产物。其特征是：粉砂和粘土层与风暴时期沉积的砂质层呈大致等厚的互层状；生物扰动十分强烈，破坏了大部分的原生层理，甚至形成均匀层理。

3）水平纹理段　　组成本段的细砂以发育水平纹理为特征。它们是由强风暴时期产生的砂质悬浮浑浊液沉积而成的。共生的沉积构造有对称浪成波痕、大波痕及大波痕层理。生物扰动中等到强烈。这个段代表位于浪基面附近的临滨下部的沉积。

4）水流波痕层理段　　这个段的沉积物主要是细砂。代表性的层理类型是水流波痕成因的小型和大型交错层理，其形态以波状和楔状为主。生物扰动弱。本段与第3段为过渡关系，属于上临滨沉积。

5）冲洗交错层理段　　由中、细砂组成的这个段，以发育冲洗交错层理为特征。共生的沉积构造种类多、数量丰富。有水流波痕、浪成波痕、逆行沙丘及其它们迁移所形成的各种交错层理；与冲流和回流的作用有关的平行层理、递变层理、菱形波痕、冲蚀构造；极浅水中所特有的各种干涉波痕；与水位下降和沉积物表面间歇性出露水面有关的各种沉积构造也很常见，例如改造波痕、冲流痕、粘附波痕、细流痕等。本段是在平均高潮线与平均低潮线之间的前滨带中形成的。由于前滨带的水流和波浪能量较高，并以冲洗作用为特征，因此沉积物的分选性和磨圆度均很好，而且形成了特征性的冲洗交错层理。在这个带的沉积物中，生物扰动构造也较发育，潜穴一般为简单的垂直潜穴、U形潜穴和Y形潜穴。

6）水平纹理段　　本段基本上由具有水平纹理的砂质沉积物组成，其中夹有水流波痕成因的小型交错层理和充填浅洼地所形成的低角度交错层理。由于本段是在平均高潮线与最大风暴涨潮位之间的后滨带上形成的，因此它的特征既与波涛的活动有关，也与风的作用有关。在风暴时期，海水淹没后滨，由波涛产生的砂质悬浮浑浊液，沉积了水平纹层状砂；飞砂的沉积也可以形成这种层理。在局部地方发育的沉积构造有：细流痕、粘附波痕、气泡砂构造以及高潮线附近的海滩脊所形成的交错层理。

7）风成沙丘交错层理段　　这个段主要由发育风成沙丘交错层理的细、中砂组成，其中常具有小型的变形构造。砂中经常富含介壳碎片，并有大量的植物根痕。在局部地方，发育泥炭层和植物根层。本段代表砂供应充足又有向岸盛行强风的海岸上所发育的海岸沙丘沉积。它们是由海岸砂经风改造而成的。在沙丘之间可形成泥炭沉积。

上述序列是一个理想的、完整的进积型序列。其中的第1—5段表现为下细上粗的反旋回沉积特征。这是由于从远滨到前滨，随着水深的减小，水流和波浪作用逐渐增强的结果。顶部的第6—7段则与风的作用有关。

这种进积型序列大多是在海退时期发育的。在海进时期所形成的砂质海岸-陆架沉积的退积型序列，其顺序则与此相反。但在实际地层剖面中，由于海进或海退的速度不同，可能缺失某些段或发育不全。另一方面，在无潮海中，前滨不发育，后滨直接过渡为临滨。

在我国的漫长海岸带上，发育有不同类型的现代海滩沉积（宋天锐等，1978；郑浚燃等，1980；严钦尚等，1981）。古代实例如我国南方大部分地区的震旦系陡山坨组和豫西下寒武统沉积（陈其英，陈志明，1982）。

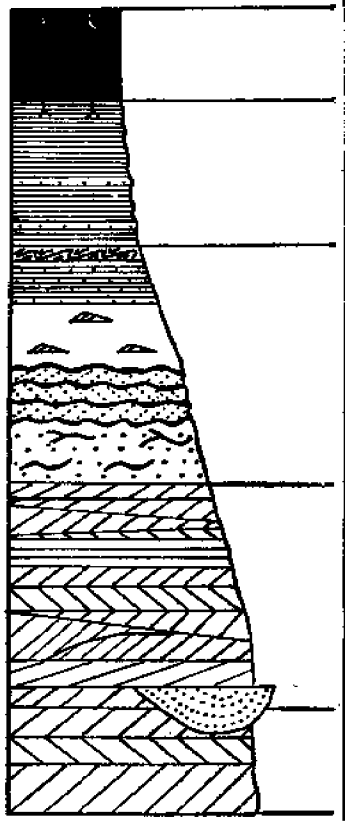
五、潮坪沉积的原生构造序列

潮坪一般沿着沉积物供应充足、具有显著潮汐周期又没有强波浪活动的海岸发育，

如河口湾、海湾、潟湖或者障壁岛和沿岸沙坝后面就往往发育有潮坪。在面临广海的沿岸地区，如果海岸坡度极缓，潮下带向海延伸很远，足以使波浪活动减弱，也可以发育潮坪。

潮坪的主要部分位于平均高潮线和平均低潮线之间的潮间带，平均高潮线以上为潮上带，平均低潮线以下为潮下带。潮间带可进一步分为三部分：靠近平均高潮线的是以泥质沉积为主的高潮坪(泥坪)，靠近平均低潮线的是以砂质沉积占优势的低潮坪(沙坪)，其间是砂泥交互沉积的中潮坪(混合坪)。潮上带的沉积物以泥或粘土为主。在潮湿气候下，潮上泥坪可发育沼泽，形成泥炭沉积；在干旱气候下，有蒸发盐沉积，成为盐沼。潮下带大部分被潮道、潮下沙坝和浅滩所占据，沉积物以砂为主。潮下带下部的较深部分不应包括在潮坪环境中。

当沉积作用向海推进时，潮上带、高潮坪、中潮坪、低潮坪、潮下带沉积依次叠覆，形成了一个从下到上沉积物由粗变细的进积型碎屑潮坪沉积序列。其中，原生沉积构造也发生相应的变化，从下到上一般可分为五个段(图 33)：



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	环境解释	
5	均匀层理	植物根痕，不规则纹理，结核	泥岩，泥炭或蒸发岩，夹介壳层	潮上带	
4	水平纹理	强生物扰动构造，细流痕，干裂，晶体印痕与假晶，雨痕	泥岩，偶夹薄层砂岩	潮间带	高潮坪
3	脉状、波状及透镜状层理	潮汐层理，小水流波痕，浪成波痕，干涉波痕，改造波痕，孤立波痕，细流痕，旋卷层理，遗迹化石	互层状砂岩和泥岩		中潮坪
2	小波痕层理	羽状交错层理，复活面，冲蚀构造，水流波痕和浪成波痕，干涉波痕，改造波痕，沟槽充填交错层理	砂岩		低潮坪
1	大型交错层理	大波痕层理，沟槽充填交错层理，羽状交错层理，复活面	砂岩	潮下带	

图 33　进积型碎屑潮坪沉积的原生构造序列及其环境解释

1) 大型交错层理段　　组成本段的砂岩以发育大型交错层理为特征，而且，其中有许多是在潮道中由大波痕迁移所形成的大波痕层理。共生的沉积构造有羽状交错层理和复活面等。这个段代表浅潮下带沉积。

2)小波痕层理段　在这个由砂岩组成的段中，最常见的层理类型是水流波痕成因的小型交错层理，并以板状和楔状为主。有时发育特征性的羽状交错层理、复活面和冲蚀构造。共生的沉积构造以波痕为主，有小水流波痕和浪成波痕、纵向波痕、各种干涉波痕和改造波痕(例如双脊、削顶及圆顶波痕)；有时可见沟槽充填交错层理。本段属于潮间带的低潮坪沉积。

3）脉状、波状及透镜状层理段　由第2段向上，泥质沉积物逐渐增多，出现砂、泥交互沉积。在互层状的砂、泥岩中，发育了特征性的脉状、波状和透镜状层理。在这个段的上部，经常出现由泥与粉砂纹层交互组成的潮汐层理（韵律层理)。共生的沉积构造相当丰富。与第2段相似，本段也发育有小水流波痕、浪成波痕、各种干涉波痕和改造波痕。此外，还可经常见到孤立波痕、细流痕、以旋卷层理为主的变形构造、以及足迹、爬迹、潜穴等生物遗迹。这个段是中潮坪沉积的产物。

4）水平纹理段　代表高潮坪沉积的这个段，主要由泥质沉积物组成，偶尔夹有大潮带来沉积的砂质薄层。本段以发育水平纹理和具有强烈的生物扰动为特征。此外，还经常可以见到细流痕和干裂等；有时则发育晶体印痕与假晶，例如石膏和石盐假晶。

5）均匀层理段　本段主要由潮上带的盐沼或沼泽的细粒沉积物组成，有时夹有强风暴时期由海浪冲来堆积的介壳层。在潮湿气候条件下，潮上带长满植物，形成泥炭沉积，并以发育均匀层理和具有植物根痕为特征。在干旱气候区，潮上带往往发育成盐沼或萨布哈，形成蒸发盐沉积，并具有不规则的或层纹状的纹理和结核。

从上述序列可以看出，从下到上沉积物由粗变细，沉积构造由大型交错层理——→小波痕层理——→复合层理——→水平纹理——→均匀层理，表现出正旋回沉积。形成这种序列的原因，主要与潮坪上波浪和水流能量的分布以及沉积物的搬运机理有关。与潮间带的较高部位相比，低潮线附近的波浪和水流能量更强，作用时间更长，因此这里主要富集砂质沉积物，并形成以水流波痕成因为主的大型与小型交错层理。从这里簸选出来的泥质物可以沉积在浪基面以下的潮下带，但主要是沉积在波浪和水流能量均较低的高潮线附近的泥坪上，并形成了低能量条件下的水平纹理。处于低潮坪和高潮坪之间的中潮坪，具有过渡性的波浪和水流能量，因此发育了砂、泥交互沉积所形成的复合层理。

另一方面，这个序列中所出现的许多特征性的沉积构造，例如羽状交错层理、复活面、潮汐层理、透镜状层理、波状层理、脉状层理、改造波痕、细流痕等，与潮汐作用密切相关。其中主要有：涨潮流与落潮流的流向相反和流速不同（即潮流的时间-速度的不对称性)，涨、落潮时的强水动力条件与平潮期的弱水动力条件相互交替出现，潮坪上水位的周期性下降和出露水面。关于这些沉积构造的成因，在前面的有关章节中已描述过了。

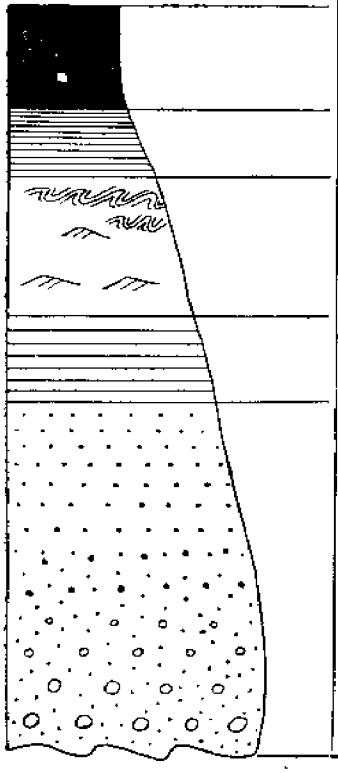
具有与上述进积型序列相似的古代潮坪沉积，近年来已有所发现，例如，华北地台的晚前寒武纪潮汐沉积（陈澈石，1980；孙枢等，1981；陈昌明，陈景山，1982)；苏北盆地早第三纪的某些时期也发育有潮汐沉积（严钦尚等，1979)；四川合川地区晚二叠世潮坪沉积[1]。根据同济大学海洋地质系最近的研究，苏北现代碎屑潮坪沉积也具有相似的特征。当然，潮坪沉积除了发育这种进积型序列外，也可以形成顺序与此相反的退积型序列。

1）刘焕杰，1981，潮坪成煤环境初论——三汇坝地区晚二叠世龙潭组含煤建造沉积环境模式。未刊。

六、浊流沉积的原生构造序列

浊流是指由水和沉积物混合而成并顺水下斜坡流动的一种高密度流。由浊流的沉积作用所形成的沉积物就称为浊积物或浊积岩。

对浊流沉积，鲍马（Bouma，1962）已总结出一个包含有五个段的理想序列。下面的描述基本上是根据他的序列，但也参照我们的实际研究略加修改（图 34）。



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	解释
5,E	均匀层理	水平纹理，遗迹化石	泥岩	悬浮沉积
4,D	水平纹理		粉砂岩，粉砂质泥岩	低流态平底（？）
3,C	水流波痕层理或变形层理	爬升波痕纹理，大波痕层理，变形构造	细砂岩，粉砂岩	低流态
2,B	平行层理	偶见剥离线理	砂岩	高流态平底
1,A	递变层理	各种冲刷痕和压刻痕的铸型，偶见逆行沙丘，底面为冲蚀面	砂岩，含砾砂岩，砂砾岩	高流态，快速沉积

图 34　浊流沉积的原生构造序列及其解释

1）递变层理段（即递变段或 A 段）　最下部的这个段一般由砂岩和含砾砂岩组成，最突出的特征是发育递变层理。底部偶尔有逆行沙丘；底面上大多发育特征性的各种冲刷痕和压刻痕的铸型，如槽铸型，沟铸型等。与下伏层为侵蚀冲刷接触。

2）平行层理段（即下平行纹层段或 B 段）　由砂岩组成的这个段，以发育平行层理为特征，有时也显示递变特征。沿层面偶尔可见剥离线理。与下伏递变层理段呈渐变接触。

3）水流波痕层理段（或变形层理段，即水流波纹层段或变形纹层段或者 C 段）　本段一般由细砂岩和粉砂岩组成，其特征是发育小水流波痕层理或变形层理。有时可见爬升波痕纹理，少见大水流波痕层理。与平行层理段呈突变接触。

4）水平纹理段（即上平行纹层段或 D 段）　本段一般由粉砂岩和粉砂质泥岩组成，

具有明显的水平纹理。与下伏的第3段为渐变或突变接触。

5）均匀层理段(即泥质段或E段)　本段一般由质较纯的泥岩组成，并以均匀层理为特征。泥岩中有时含有孔虫化石，可以见到与层面平行或略为斜交的生物遗迹化石，其形状较复杂，如弯曲状、树枝状、螺旋状等。与下伏的水平纹理段呈渐变接触。在本段之上有时还发育有正常深海沉积的泥岩或泥灰岩(F段)，但通常无法与E段区别。

上述的序列是一个完整的理想序列，通常发育不全，可以缺失一个或两个段。这主要取决于离浊流发源区的距离。

浊流沉积所形成的这种序列，有人（Walker, 1965; Walton, 1967; Middleton, 1967）根据流态概念，将A段到E段的变化解释为浊流的流动强度（＝流速×密度）逐渐减弱的沉积过程。A段可能是在高流态下快速沉积的。在其底部偶尔发现的逆行沙丘可以证实高流态的存在。发育平行层理和剥离线理的B段，是由高流态下的平底产生的。在B段之上，按照流态与波痕的关系，应该出现大水流波痕和大波痕层理。实际上也已在这个位置上发现了它们，少见的原因可能与沉积物较细和沉积速度快有关。C段一般是由低流态下的小水流波痕迁移而形成的。D段可能是由低流态下的平底产生的(?)，其沉积物主要是从悬浮状态中沉积下来的。E段则是在很低的能量条件下由浊流最后期的乳浊液沉积而成的。

浊流沉积在我国分布甚广，从前寒武纪到第三纪地层中几乎都存在。例如，浙江西部的上奥陶统、秦岭地区的三叠系、广西北部的三叠系以及东部第三纪断陷盆地中都有浊流沉积发育(例如，李继亮等，1978；郑浚懋等，1980)。

七、近岸水下扇沉积的原生构造序列

在断陷盆地的陡岸一侧，往往会有近岸水下扇（或称水下冲积扇）发育。就其性质而言，主要属于重力流沉积。它基本上是由近源的山间洪水携带大量陆源碎屑直接进入盆地所形成的水下扇形体（孙永传等，1980）。它们在我国东部第三纪断陷盆地中经常可以见到。

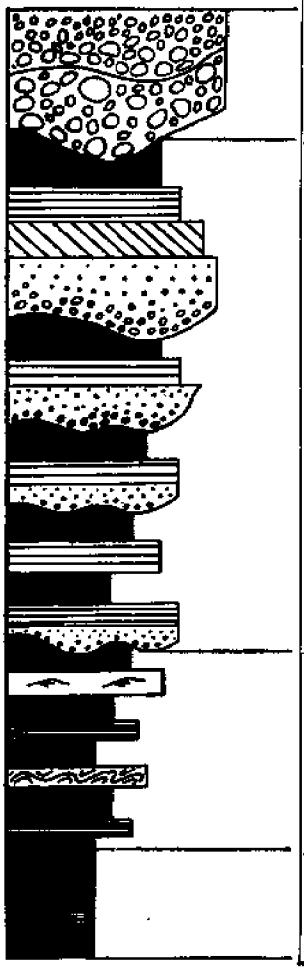
一个水下扇，可以根据地貌和沉积特征分为扇根、扇中和扇端三个部分。当发生进积作用时，上述三个单元的沉积物依次叠覆，形成一个下细上粗的反旋回序列，其中所发育的原生构造大致可归纳为四个段（图35）：

1）均匀层理和水平纹理段　本段的沉积构造以均匀层理和水平纹理为主。沉积物主要由泥岩组成，并夹有薄层状泥质或灰质白云岩和油页岩，属于正常的深水沉积。

2）经典的鲍马序列段　代表扇端沉积的这个段，以发育鲍马序列中的C、D、E段为特征。本段主要为低密度浊流所形成的远端浊积岩。

3）递变层理和平行层理段　本段由底部具有冲刷面的砾状砂岩和砂岩组成。主要的层理类型是递变层理和平行层理。共生的沉积构造有：冲刷痕和压刻痕的铸型、负载构造以及夹于下部递变层理和上部平行层理之间的大型交错层理。本段属于扇中水下网状河道沉积。

4）均匀层理和递变层理段　主要由颗粒支撑的砾岩所组成的这个段，代表扇根沉积。局部夹有混杂的、基质支撑的泥石流沉积或滑塌沉积。代表性的层理类型是均匀层



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	环境解释
4	均匀层理和递变层理	底面为冲蚀面	砾岩	扇根
3	递变层理和平行层理	冲刷痕和压刻痕的铸型，负载构造，碟状构造，大型交错层理	砾状砂岩，砂岩	扇中
2	经典的鲍马序列	水流波痕层理，变形层理，水平纹理，均匀层理	砂岩	扇端
1	均匀层理和水平纹理	韵律层理，互层层理	泥岩，夹碳酸盐岩	正常深水

图 35　近岸水下扇沉积的原生构造序列及其环境解释

理和递变层理，与下伏层呈侵蚀接触。

在退积情况下，则形成顺序与此相反的、下粗上细的正旋回序列。

参 考 文 献

陈昌明，陈景山，黄家宽，田兴有，李琳，陈瑞君，1981，一个构造三角洲的沉积特征，中国科学院地质研究所编，沉积岩石学研究（论文集），第128—153页，科学出版社。

陈昌明，黄家宽，陈景山，田兴有，1982，中国东部第三纪裂谷盆地的沉积模式，中国科学院地质研究所，地质科研成果（第一集），第141—145页，文物出版社。

陈昌明，陈景山，1982，华北地台晚前寒武纪潮汐沉积，石油与天然气地质，第3卷，第2期，第135—141页。

陈徽石，1980，宣化地区古老的潮汐沉积，地质科学，第4期，第348—355页。

陈景山，陈昌明译，1981，三角洲沉积与油气勘探，石油工业出版社。

陈其英，陈志明，1982，豫西早寒武世进积型滨线沉积，中国科学院地质研究所主编，岩石学研究（第一辑），第123—131页，地质出版社。

陈志明，1981，冀西北铁岩类型与沉积环境，地质科学，第4期，第337—342页。

成岩，1976，某地区白垩系中的冲积相，地质科学，第4期，第337—353页。

国家地质总局宜昌地质矿产研究所主编，1979，中南地区白垩纪—第三纪岩相古地理，地质出版社。

何其祥，1978，沉积岩和沉积矿床，地质出版社。

李从先，王靖泰，许世远，郭蓄民，李萍，1980，全新世长江三角洲地区的海进海退层序，地质科学，第4期，第322—330页。

李继亮，陈昌明，高文学，陈瑞君，黄家宽，田兴有，刘杰汉，1978，我国几个地区油积岩系的特征，地质科学，第1期，第26—44页。

刘宝珺，1980，沉积岩石学，地质出版社。

刘东生，1965，黄土的物质成分和结构，第63—68页，科学出版社。

任明达，王乃梁，1981，现代沉积环境概论，科学出版社。

宋天锐，梁白合，1978，我国南方的两种现代滨海沉积类型，地质学报，第52卷，第2期，第115—123页。

孙枢，陈志明，侯奎，黄育才，林晓刚，1981，河南舞阳鲁山云梦山组底段潮汐沉积，中国科学院地质研究所编，沉积岩石学研究（论文集），第109—119页，科学出版社。

孙永传，郑浚懋，王德发，李蕙生，1980，湖盆水下冲积扇——一个找油的新领域，科学通报，第25卷，第17期，第779—802页。

王自强，金秋琦，1982，宜昌峡东地区的现代叠层石，地质科学，第4期，第403—406页。

吴世迎，房泽诚，1982，黄海海州湾钙结体的特征及其地质意义，地质科学，第2期，第205—214页。

严钦尚，张国栋，项立嵩，王慧中，吴邦毓，董荣鑫，王益友，郑文莹，1979，苏北金湖凹陷阜宁群的海侵和沉积环境，地质学报，第53卷，第1期，第74—84页。

严钦尚，项立嵩，张国栋，王慧中，吴邦毓，董荣鑫，1981，舟山普陀岛现代海岸带沉积，地质学报，第55卷，第3期，第205—214页。

张鹏飞，殷宗昌，1981，四川合川三汇坝上三叠统须家河组二、三段三角洲沉积模式初探，中国矿业学院学报，第4期，第31—37页。

赵东旭，陈其英，1981，晋南早寒武世辛集组的沉积环境，中国科学院地质研究所编，沉积岩石学研究（论文集），第173—190页，科学出版社。

郑浚懋，孙永传，王德发，李蕙生，王世凤，1980，滦河体系及北戴河海岸沉积环境标志的研究，石油与天然气地质，第1卷，第3期，第177—190页。

郑浚懋，王德发，孙永传，1980，黄骅坳陷几种砂体的粒度分布特征及其水动力条件的初步分析，石油实验地质，第2期，第9—20页。

中国科学院兰州冰川冻土研究所沙漠研究室，1977，中国沙漠治理图片集，第1页，第29页，科学出版社。

朱上兴，曹瑞骅，赵文杰，梁玉左，1978，中国震旦亚界蓟县层型剖面叠层石的研究概要，地质学报，第52卷，第3期，第209—211页。

Allen, J. R. L., 1968, Flute Marks and Flow Separation, *Nature*, vol. 219, p. 602—604.

Allen, J. R. L., 1970, Physical Processes of Sedimentation, Allen & Unwin, London.

Allen, J. R. L., 1982, Sedimentary Structures, their Character and Physical Basis, Developments in Sedimentology 30A, Elsevier, Amsterdam.

Blatt, H., Middleton, G. V., Murray, R. C., 1972, Origin of Sedimentary Rocks, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.《沉积岩成因》翻译组译，1978，沉积岩成因，第56—133页，第311—314页，第379—416页，科学出版社。

Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of Some Flysch Deposits, Elsevier, Amsterdam.

Campbell, C. V., 1967, Lamina, Laminaset, Bed and Bedset, *Sedimentology*, vol. 8, no. 1, p.7—26.

Collinson, J. D., 1969, Bedforms of the Tana River, Norway, *Geol. Annaler*, vol. 52, p.31—56.

Conybeare, C. E. B., Crook, K. A. W., 1968, Manual of Sedimentary Structures, Bureau of Mineral Resources. Geology and Geophysics, *Canberra A. C. T. Bull.*, no. 102.

Crimes, T. P., Harper, J. C., ed., 1970, Trace Fossils, Jour. Geol., spec. issue, vol. 3.

Deelman, J. C., 1972, On Mechanisms Causing Birdseye Structures, *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh.* 1972, p. 582—595.

Dzulynski, S., Walton, E. K., 1965, Sedimentary Features of Flysch and Greywackes, Developments in Sedimentology 7, Elsevier, Amsterdam.

Dzulynski, S., Simpson, F., 1966, Experiments on Interfacial Current Markings, *Geol. Rom.*, vol. 5, no. 2, p. 197—214.

Frey, R. W., ed., 1975, The Study of Trace Fossils, A Synthesis of Principles, Problems and Procedures in Ichnology, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

Friedman, G. M., Sanders, J. E., 1978, Principles of Sedimentology, Wiley & Sons, New York.

Häntzchel, W., 1962, Trace Fossils and Problematica, In: Moore, R. C., ed., Treatise on Invertebrate Paleontology, p. 177—245, University of Kansas Press, New York.

Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., Walker, R. G., 1975, Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences, Soc. Econ. Paleont. Min. short course, no. 2, Dallas, Texas.

Heckel, P. H., 1972, Recognition of Ancient Shallow Marine Environments, In: Rigby, J. K., Hamblin, W. K., ed., Recognition of Ancient Sedimentary Environments, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub., no. 16, p.226—286, Tulsa.

Hoffman, P. F.,1969, Proterozoic Paleocurrents and Depositional History of East Arm Fold Belt, Great Slave Lake, Northwest Territories, *Canadian Jour. Earth Sci.*, vol. **6**, no. 5, p.441—462.

Hoffman, P. F., 1973, Recent and Ancient Algal Stromatolites: Seventy Years of Pedagoic Crosspollination, In: Ginsburg, R. N., ed., Evolving Concepts in Sedimentology, p. 178—191.

Hoffman, P. F., 1976, Stromatolite Morphogenesis in Shark Bay, Western Australia, In: Walter, M. R., ed., Stromatolites, Elsevier, Amsterdam.

Inman, D. L., 1957, Wave-generated Ripples in Nearshore Sand, Department Army Corp. of Engineers, Beach Erosion Board Technical Men., vol. **100**, p. 1—65.

Jopling, A. V., 1963, Hydraulic Studies on the Origin of Bedding, *Sedimentology*, vol. **2**, no. 2, p. 115—121.

Jopling, A. V., 1965, Hydraulic Factors and the Shape of Laminae, *Jour. Sed. Petrol.*, vol. **35**, no. 8, p. 777—791.

Klein, G. de V., 1970, Depositional and Dispersal Dynamics of Intertidal Sand Bars, *Jour. Sed. Petrol.*, vol. **40**, no. 11, p. 1095—1127.

Klein, G. de V., 1977, Clastic Tidal Facies, Continuing Education Publication Company, Champaign, Illinois.

Kuenen, Ph. H., 1953, Significant Features of Graded Bedding, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. **37**, no. 11, p. 1044—1066.

Kuenen, Ph. H., 1958, Experiments in Geology, *Trans. Glasgow Geol. Soc.*, vol. **23**, no. 1, p. 1—28.

Logan, B. W., Rezak, R., Ginsburg, R. N., 1964, Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites, *Jour. Geol.*, vol. **72**, no. 1, p. 68—83.

Lowe, D. R., 1975, Water Escape Structures in Coarse-grained Sediments, *Sedimentology*, vol. **22**, no. 2, p. 157—204.

McKee, E. D., 1953, Report on Studies of Stratification in Modern Sediments and in Laboratory Experiments, Office of Naval Research, Project Nonr., 164 (00), Nr. 081 123, p. 61.

McKee, E. D., Weir, G. W., 1953, Terminology of Stratification and Cross-stratification, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. **64**, no. 4, p. 381—390.

Middleton, G. V., ed., 1965, Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation, Soc. Econ. Paleont. Min. spec. pub., no. 12.

Middleton, G. V., 1967, Experiments on Density and Turbidity Currents, III, *Canadian Jour. Earth Sci.*, vol. **4**, no.5, p. 475—505.

Pettijohn, F. J., 1957, Sedimentary Rocks, (Second edition), Harper & Row, New York.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., 1964, Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures, Springer-Verlag, New York.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, F., 1972, Sand and Sandstone, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York. 李汉瑜译，1977，砂和砂岩，第 78—112 页，科学出版社。

Pettijohn, F. J., 1975,Sedimentary Rocks, (Third edition), Harper & Row, New York. 李汉瑜，徐怀大，成伯良，杨世倬，华保钦，江德昕合译，1981，沉积岩，第106—165页，第497—519页，石油工业出版社。

Potter, P. E., Pettijohn, F. J., 1977, Paleocurrents and Basin Analysis, p. 196—231, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

Raiswell, R., 1971, The Growth of Cambrian and Liassic Concretions, *Sedimentology*, vol. **17**, no. 2, p. 147—171.

Reading, H. G., ed., 1978, Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Sci. Pub., Oxford.

Rees, A. L., 1966, Some Flume Experiments with a Fine Silt, *Sedimentology*, vol. **6**, no. 3, p. 209—240.

Reineck, H.-E., 1969, Die Entstehung von Runzelmarken, *Senckenbergiana Marit*, no. 1, p. 165—168.

Reineck, H.-E., Singh, I. B., 1973, Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York. 陈昌明，李继尧译，1979，陆源碎屑沉积环境，石油工业出版社。

Reineck, H.-E., Singh, I. B., 1980, Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics, (Second, revised and updated edition), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

Sander, B., 1936, Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge, *Mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Bd. 48, S. 27—139, 141—209.

Sanders, J. E., 1960, Origin of Convoluted Laminae, *Geol. Mag.*, vol. **97**, no. 5, p. 409—421.

Sanders, J. E., 1965, Primary Sedimentary Structures formed by Turbidity Currents and Related Resedimentation Mechanisms, In: Middleton, G. V., ed., Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub. no. 12. p.192—219.

Schäfer, W., 1972, Ecology and Paleocology of Marine Environments, Oliver & Boyd, Edinburgh.

Seilacher, A., 1964, Biogenic Sedimentary Structures, In: Imbrie, J., Newell, N., ed., Approaches to Paleoecology, p. 296—316, Wiley & Sons, New York.

Seilacher, A., 1967, Bathymetry of Trace Fossils, *Marine Geol.*, vol. **5**, no. 5, p.413—428.

Sharp, R. P., 1963, Wind Ripples, *Jour. Geol.* vol. **71**, no. 7, p. 617—636.

Walker, R. G., 1965, The Origin and Significance of the Internal Sedimentary Structures of Turbidites, *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, vol. **33**, no. 1, p. 1—29.

Walton, E. K., 1967, The Sequence of Internal Structures in Turbidites, *Scottish J. Geol.*, vol. **3**, no. 4, p. 306—317.

Williams, E., 1960, Inter-stratal Flow and Convolute Folding, *Geol. Mag.*, vol. **97**, no. 3, p. 208—214.

Woodland, B. G., 1964, The Nature and Origin of Cone-in-cone Structures, *Fieldiana Geol.*, vol. **13**, no. 2, p. 187—305.

Ботвинкина, Л. Н., 1959, Генетические типы слоистости. (Автореферат доклада, прочитанного 27. II 1959 г.).——Бюлл, Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол.,**34**, вып. 4.

Дитриевон, Е. В., Либровиием, В. Г., 1969, Атлас Текстур и Структир Осадочных Горных Пород (Карбонатные Породы Атлас Составлен), Часть 2.

索　引

（按汉语拼音排列）

B

摆动波痕　Oscilation ripples　9
斑状构造　Mottled structures　49
板状交错层理　Tabular cross-bedding　23
暴露构造　Exposed structures　36
鲍马序列　Bouma sequence　67
背流面　Lee side　4
辫状河沉积　Braided river deposits　58
冰雹痕　Hailstone imprints　37
波长　Ripple length　4
波高　Ripple height　4
波痕　Ripples　3
波痕对称指数　Ripple symmetry index　4
波痕列　Ripple train　3
波痕指数　Ripple index　4
波浪-波浪干涉波痕　Wave-wave interfering ripples　10
波浪-水流干涉波痕 Wave-current interfering ripples　10
剥离线理　Parting lineation　20
波曲形大波痕　Undulatory megaripples　6
波曲形小波痕Undulatory small ripples　5
波状层理　Wavy bedding　30
波状交错层理　Wavy cross-bedding　23
不对称浪成波痕　Asymmetrical wave ripples　9
不完整波痕　Incomplete or starves ripples　9

C

槽痕　Flute marks　13
槽状交错层理　Trough cross-bedding　23
层理　Stratification, Bedding　21
层组　Bedset　22
潮坪沉积　Tidal flat deposits　64
潮汐层理　Tidal bedding　31
沉积构造　Sedimentary structures　1
沉积结核　Sedimentary nodules　43
成岩结核　Diagenetic nodules　43
齿状细流痕　Tooth-shaped rill marks　19
冲流痕　Swash marks　20
冲积扇沉积　Alluvial fan deposits　55
冲刷痕　Scour marks　13
冲蚀构造　Washout structures　20
冲洗交错层理　Swash cross-bedding　27
冲淤构造　Scour-and-fill structures　19
垂直缝合线　Vertical stylolites　41
戳痕　Prod marks　16
次生沉积构造　Secondary sedimentary structures　1

D

大波痕层理　Megaripple bedding　25
大波痕上叠小波痕　Megaripple with superimposed small ripples　11
大水流波痕　Mega-current ripples　6
大型滑动痕　Large-scale slide marks　18
大型交错层理　Large-scale cross-bedding　23
单层　A single bed　22
递变层理　Graded bedding　29
低脊小波痕　Low-crested small ripples　6
低流态　Lower regime　8
叠瓦状构造　Imbricated structures　31
碟状构造　Dish structures　35
叠锥构造　Cone-in-cone structures　42
定形生物扰动构造 Figurative bioturbation structures　49
动藻迹相　Zoophycus facies　52
对称浪成波痕　Symmetrical wave ripples　9

E

二叶迹相　Cruziana facies　51

F

反波痕　Antiripplets　21
反向递变层理　Reverse graded bedding　30
V 形痕　Chevron marks　16
分叉状细流痕　Bifurcating rill marks　19
风成波痕　Wind ripples　11
风成沙丘　Wind dunes　11
风成沙丘交错层理　Wind-dune cross-bedding　27
缝合线　Stylolites　41
弗劳德数　Froude number　7
复合层理　Composite bedding　22
复合层组　Composite bedset　22
复活面　Reactivation surface　24
负载构造　Load structures　33
负载囊　Load pocket　33

G

改造波痕　Modified ripples　10
钙质结核　Calcareous nodules　43
干裂　Mud cracks　37
干涉波痕　Interfering ripples　9
高流态　Upper regime　8
工具痕　Tool marks　15
沟槽充填交错层理　Channel-fill cross-bedding　26
沟痕　Groove marks　15
孤立波痕　Isolated ripples　9
龟背石　Septaria　44
硅质结核　Siliceous nodules　44
滚动痕　Rool marks　18

H

海岸-陆架沉积　Coast-shelf deposits　62

河流沉积 Fluvial deposits 56
横向波痕 Transvese ripples 10
横向冲刷痕 Transvese scour marks 13
后生结核 Catagenetic nodules 43
滑动构造 Slump structures 34
回流痕 Backwash marks 6
混杂构造 Hybrid structures 34
火焰状构造 Flame structures 33

J

汇点 Summit point 4
假结核 Pseudonodules 33
假晶 Crystal pseudomorphs 39
假泥裂 Pseudo-mud cracks 38
交错层理 Cross bedding 23
简单层理 Simple bedding 22
简单层组 Simple bedset 22
简单管状潜穴 Simple tubular burrow 48
结核 Concretion and nodule 42
结晶构造 Crystallization structures 39
阶状剥离线理 Parting-step lineation 20
近岸水下扇沉积 Near-shore subaqueous fan deposits 68
晶体印痕 Crystal imprints 39
巨水流波痕 Giant-current ripples 6
具有堆积扇的细流痕 Rill marks With accumulation fan 19
居住潜穴 Dwelling burrow 47
均匀层理 Homogeneous bedding 29

K

坑丘构造 Pit and mound structures 36
块状层理 Massive bedding 29

L

浪成波痕 Wave ripples 8
浪成波痕层理 Wave-ripple bedding 26
链形小波痕 Catenary small ripples 6
连续指数 Continuity index 4
菱形大波痕 Rhomboid megaripples 6
菱形小波痕 Rhomboid small ripples 6
流动构造 Current structures 3

M

脉状层理 Flaser bedding 30
锰质结核 Manganese nodules 45
觅食迹 Browsing traces 47
觅食潜穴 Browsing burrows 47

N

泥火山 Mud volcano 34
逆行沙波 Regressive sand waves 7
逆行沙丘 Antidunes 7
逆行沙丘交错层理 Antidune cross-bedding 25
粘附波痕 Adhesion ripples 21
粘附瘤 Adhesion warts 21
鸟眼构造 Birdseye structures 40

P

爬迹 Crawling traces or tails 46
爬升波痕纹理 Climbing-ripple lamination 28
喷出构造 Ejected structures 34
平底 Plane bed 8
平面剥离线理 Parting-plane lineation 20
平行层理 Parallel bedding 28
平行指数 Parallelism index 4
葡萄状构造 Cluster structures 45
残状构造 Spreiten 47

Q

气泡空洞 Bubble cavities 36
气泡砂构造 Bubble sand structures 36
潜穴 Burrow 47
潜穴系统 Burrow system 48
迁移型爬升波痕纹理 Climbing-ripple lamination in-drift 28
强生物扰动 Strongly bioturbated 50
强生物扰动构造 Strong bioturbation structures 50
倾斜缝合线 Diagonal stylolites 41
球状与枕状构造 Ball-and-pillow structures 33

R

弱生物扰动 Weakly bioturbated 50
弱生物扰动构造 Weak bioturbation structures 50

S

三角洲沉积 Deltaic deposits 60
沙火山 Sand volcano 34
沙垄 Sand dunes 6
沙丘 Sand dunes 6
砂尾 Sand tails 15
砂岩岩床 Sand sills 35
砂岩岩墙 Sand dykes 35
蛇曲河沉积 Meandering river deposits 56
蛇曲状细流痕 Meandering rill marks 19
摄食潜穴 Feeding burrows 47
舌形大波痕 Lingoid megaripples 6
舌形小波痕 Lingoid small ripples 6
生物洞丘构造 Biogenetic cavity and mound structures 47
生物扰动构造 Bioturbation structures 49
生物扰动强度 Degree of bioturbation 50
生物生长构造 Biogrowing structures 52
生物遗迹 Lebensspuren 46
示顶底构造 Geopetal structures 40
石针迹相 Skolithos facies 50
收缩裂隙 Shrinkage cracks 38
树枝形脊 Dendritic ridges 14
树枝状细流痕 Branching rill marks 19
梳状细流痕 Comb-shaped rill marks 19
刷痕 Brush marks 17
双脊波痕 Double-crested ripples 11
水流波痕 Current ripples 4
水流波痕层理 Current-ripple bedding 24
水流功率 Stream power 8

水流新月形构造 Current crescents 14
水平缝合线 Horizontal stylolites 41
水平互层层理 Horizontal interlayered bedding 30
水平潜穴 Horizontal burrows 48
水平纹理 Horizontal lamination 29
水位痕 Water level marks 21
斯考依迹相 Scoyenia facies 50
似沙蚕迹相 Nereites facies 52
燧石结核 Chert nodules 44
碎屑脉 Clastic dykes 34
梳状细流痕 Fringy rill marks 19

T

滩角交错层理 Beach-cusp cross-bedding 26
弹跳痕 Bounce marks 16
逃逸迹 Escape traces 47
跳跃痕 Skip marks 17
铁质结核 Iron nodules 45
停息迹 Resting traces 47
同生结核 Syngenetic nodules 43
同相位爬升波痕纹理 Climbing-ripple lamination in-phase 28
透镜状层理 Lenticular bedding 30

W

Y 形潜穴 Y-shaped burrows 48
完全生物扰动 Completely bioturbated 50
网状缝合线 Netlike stylolites 41
网状细流痕 Netlike rill marks 19
微三角洲 Microdelta 27
微三角洲交错层理 Microdelta cross-bedding 27
纹层 Laminae 21
无定形生物扰动构造 Deformative bioturbation structures 49

X

细流痕 Rill marks 18
下游变尖的三角形痕迹 Triangular marks tapering down-current 14
向流面 Stoss side 4
小波痕层理 Small-ripple bedding 24
小水流波痕 Small current ripples 5
小型交错层理 Small-scale cross-bedding 23
泄水构造 Water escape structures 35
楔状交错层理 Wedge cross-bedding 23
新月形大波痕 Lunate megaripples 6
行迹 Trackway 46
旋卷层理 Convolute bedding 35
削顶波痕 Capped-off (truncated) ripples 11

Y

压刻痕 Tool marks 15
压溶构造 Pressure-solution structures 41
遗迹化石 Trace fossils 46
遗迹相 Ichnofacies 50
U 形潜穴 U-shaped burrows 48
雨痕 Raindrop imprints 37
羽状交错层理 Herringbone cross-bedding 25
原生沉积构造 Primary sedimentary structures 1
原生沉积构造序列 Sequence of primary sedimentary structures 54
原生水流线理 Primary current lineation 20
圆锥状细流痕 Conical rill marks 19
韵律层理 Rhythmic bedding 31

Z

再作用面 Reactivation surface 24
藻叠层石 Stromatolites 52
增生构造 Accretion structures 42
障碍冲刷痕 Obstacle-scour marks 14
正向递变层理 Normal graded bedding 30
直度指数 Straightness index 4
植物根痕 Root and rootlet traces 53
直线形大波痕 Straight-crested megaripples 6
直线形小波痕 Straight-crested small ripples 5
中等生物扰动 Medium bioturbated 50
中等生物扰动构造 Medium bioturbation structures 50
重力断层 Gravity fault 34
皱痕 Wrinkle marks 21
准同生变形构造 Penecontemporaneous deformation structures 32
浊流沉积 Turbidite deposits 67
纵向波痕 Longitudinal ripples 10
纵向脊与沟 Longitudinal ridges and furrows 13
纵向障碍冲刷痕 Longitudinal obstacle-scour marks 15
足迹 Tracks 46
钻孔 Borings 49