第四章　沉积物的搬运和沉积作用

第一节　概　　述

大部分沉积物的形成作用包括风化作用、搬运作用及沉积作用。风化作用是搬运和沉积作用的前提条件，搬运和沉积是受一定的临界点控制的，如某一级颗粒在其临界点以上处于搬运状态，小于其临界点则沉积。风化产物及其他来源的沉积物，除少部分残留原地外，大部分要被搬运到沉积盆地中沉积下来，沉积盆地主要以海洋和湖泊为主，河流中保留的沉积物以粗碎屑为主，河流发育过程中许多沉积物属“过路”沉积物。

沉积物在其搬运过程中仍可发生机械破碎和化学分解，从而形成一些新矿物。随着介质搬运能力的减弱，被搬运的沉积物要发生沉积；沉积下来后可以长期固定不再移动，也可由于地壳上升、侵蚀基准面下降、流速加快等，使已沉积下来的物质又遭受侵蚀而重新被搬运。可见，风化、搬运和沉积是三个连续而又独立的阶段，但又是相互交替和重叠的。

搬运和沉积作用的介质主要是水和大气，其次为冰川、生物等。不同的沉积物质有不同的沉积作用特点。例如，原始碎屑物质和粘土物质的搬运沉积服从力学定律，在水和风介质中都是通过物理沉积作用形成碎屑和粘土沉积物，而溶解物质则服从化学定律，以化学沉积作用方式形成沉积物。此外，溶解物质在生物沉积作用下还可形成特殊的有机沉积物。水是一种流体，要研究碎屑和粘土物质的沉积作用，必须研究流体流动的力学性质，特别是流体与颗粒的力学关系。过去研究流水对碎屑和粘土沉积的影响，主要研究牵引流的作用形式，而近代沉积学研究已认识到重力流对沉积作用的重要性。一方面通过水槽实验和流体力学性质研究的深入，了解牵引流形成的沉积机理，同时也发展了重力流，特别是浊流沉积的理论。牵引流沉积作用在大陆环境常表现为随水流流速降低和能量减弱而出现由粗到细的机械沉积分异作用，而在盆地（海洋或湖泊）深部出现较粗的沉积物，则是由水下重力流形成的。

按沉积物被搬运和沉积的方式不同可分为：①机械搬运和沉积作用，陆源碎屑物质、粘土物质及内源颗粒物质可以悬浮在介质中被搬运，也可以在介质底部呈滑动、滚动或跳动方式被搬运，前者称作悬移搬运，后三者合称推移搬运或床沙搬运，其搬运和沉积作用受流体力学定律所支配；②溶解物质的搬运和化学沉积作用，溶解物质以真溶液、胶体溶液或络合物的状态被搬运，其搬运和沉积作用受化学和物理化学定律所支配；③生物搬运和沉积作用，生物的搬运作用相对来说意义不大，但其沉积作用意义巨大，通过生物生理作用、生物物理作用和生物化学作用可使大量溶解物质、内源颗粒物质以及部分粘土物质发生沉积。

第二节　沉积物风化、搬运和沉积的主要地质营力

由于地球不断地受到地球内部和外部能量的作用，使其物质发生变化，改变了其面貌及内部结构。现把引起地壳或岩石圈的物质组成、结构、构造等发生变化的各种作用统称为地质作用，把引起这些变化的能量称为地质营力，传播能量的媒介称为介质。地质营力一方面不断地破坏着地壳岩石的物质组分、结构和构造，同时又不断地形成新的物质组分、结构和构造，即处于破坏与建设的矛盾运动之中。根据引起地质作用的能量来源可将地质作用分为外力地质作用和内力地质作用两大类。沉积物的风化、搬运和沉积作用属于外力地质作用。外力地质作用指地球以外的能源引起的地质作用。地质营力总是通过一定的介质来起作用的。风化、搬运和沉积作用的地质营力按介质的物理状态分为三种类型：①介质为液态的营力主要是水，包括地面流水、地下水、湖泊和海洋等；②介质为固态的营力主要有冰川；③介质为气态的营力主要为大气或风。

地面流水是指陆地表面流动的水体，它是陆地上最主要的外力地质营力。地面流水通常按水源补给特点分为暂时性流水和常年性流水两种，前者包括片流和洪流，后者为河流。地下水是指埋藏在地表以下岩石和松散堆积物孔隙中的水，以化学作用为主，在碳酸盐岩等地区，这种地质作用很发育。

湖泊与海洋营力的特点很相似，只是前者在规模上小一些。湖泊是陆地上主要的积水盆地，常以沉积作用为主。湖泊的沉积作用在不同的气候带常具有不同的特点。海洋是地球上最大的沉积盆地。陆地上大多数碎屑物质最终都沉积在海洋中，所以海洋地质作用最显著的特点是以沉积作用为主。

大气是通过气温的频繁变化、大气中水汽、CO_2 气体的存在等因素对地表产生地质作用。大气对流便形成风。大气圈中由于不同纬度地区所接收的太阳辐射量不一样，可形成固定方向的大气对流，在大范围内也就形成了定向的风向带，从而也决定了地球表面不同地区风的地质作用强弱不同。风的地质作用是纯机械的，在干旱、半干旱地区比较盛行。

冰川是一种固体冰流，它分布于高寒地区，运动速度慢，而且是整体向前运动。所以，冰川的地质作用仅分布于寒冷地区，如高山、极地，且作用方式是纯机械的。

第三节　搬运和沉积中流体的基本类型

流水和大气是两种最主要的搬运和沉积介质，它们都是流体。自然界存在有两种基本类型的流体，即牵引流与重力流。牵引流和重力流在流体力学性质、沉积物的搬运方式和驱动力、流体与颗粒之间的力学关系等方面都有显著差异，亦即它们的搬运和沉积机理是不一样的，从而形成的沉积物也有各自的特点。

牵引流是以一定介质动力（推力或上举力）导致流体运动并带动碎屑颗粒迁移的流体。

自然界中，牵引流是最常见的，例如，水流（包括河流、海流、波浪流、潮汐流以及等深流等）和大气流。

流体力学性质方面，牵引流属于牛顿流体，而重力流属非牛顿流体。从机械搬运方式来看，牵引流既有推移方式搬运，又有悬移方式搬运，而重力流则以悬移方式搬运为主。

牵引流的搬运力表现在两个方面：一是流体作用于沉积物上的推力（即牵引力），推力的大小主要取决于流体的流速，推力愈大则能搬运的沉积物颗粒愈大；另一是负荷力（或称载荷力），负荷力的大小取决于流体流量，负荷力愈大则能搬运的沉积物数量就愈多。推力大不一定负荷力就大，反之亦然。例如，山间急流可以搬运几十吨重的巨石，而浩瀚的长江，尽管每年能搬运 9 亿 7 千万吨物质，却不能推动一块大的砾石；山间急流的负荷力虽小而推力却很大。美国密西西比河的情况与长江基本相同，每年有 5 亿吨的沉积物进入墨西哥湾。

可见牵引流驱使沉积颗粒移动的动力是流体流动所产生的推力（牵引力）。大部分流体（如水）多半是由高处向低处流，沉积物亦由高处往低处搬运；但也有的流体可向高处流动，如风与海滩上的冲流，这时亦可使沉积颗粒往高处搬运。

流体中被搬运的沉积物称为载荷（load），单位时间内流经某一横断面的沉积物总量（或称容量）称为载荷量。按沉积物搬运方式不同可分为溶解载荷（solutional load）、悬移载荷（suspended load）、推移载荷（tractional load）或床沙载荷（bed load）。当一流体不能再携带更多的沉积物时，那就是满载；随着流速降低，流量减小，流体的推力和负荷力就要减弱，成为超载，这时沉积物就会由粗到细依次发生沉积。

重力流是含有大量沉积物，并在重力作用下发生流动的高密度流体，它的流动主要是由于作用于高密度固态物质上的重力所引起的，重力流的流动都是沿斜坡向下移动的，因此，重力流沉积物大量分布在大陆斜坡边缘的盆地深处。

重力流是一种在重力作用下发生流动的流体，重力流流体是含有大量沉积物的高密度流体。约翰逊（Johnson，1930）曾将这类流体称作“浊流”（turbidity currents），随着研究工作的深入，已发现浊流仅是沉积物重力流中的一种类型。重力流因其密度较高，通常是在其他流体的底部沿斜坡向下流动，到沉积盆地深处堆积下来。

重力流的平均流速比相应规模的流水要小。据研究，浊流的最大流速不超过 30m/s，在大陆斜坡上一般为 5 ~ 7m/s，进入深海平原时为 4m/s。

随着搬运距离增大，浊流可与上覆水体混合而降低其密度，但这种混合作用是相当缓慢的，或者由于流速降低而使运载的悬浮物下沉，密度也就降低。重力流随着密度降低，可向牵引流转变。

第四节　沉积物的机械搬运方式和床沙形体

沉积物呈床沙方式搬运主要见于牵引流中。随着流体流动强度的变化，在床沙表面会相应出现不同的几何形体，称为床沙形体（bedform）。不同流态可出现不同类型床沙形体，

每一类型的床沙形体不是固定不动的，随着水流强度的变化可出现各种类型的床沙形体，通过组成床沙颗粒的滚动、滑动或跳跃移动，床沙还可发生顺流或逆流移动，这种现象在水力学上称作沙波运动。在明渠水流中，随着流动强度的增大，在床面上会依次出现下列床沙形体（图 4－1）：无颗粒移动的平坦床沙→沙纹（小波痕）→沙丘（大波痕）→受冲刷的沙丘（受冲刷的大波痕）→受冲刷的平坦床沙→逆行沙丘→冲槽和冲坑。

无颗粒运动的平坦床沙：水体平静，无颗粒运动，底床平坦，即无沙纹及沙丘迁移。

沙纹（小波痕）：波高小于 5cm，波长小于 30cm，水的流速小，水面平静或具小型波浪现象。

沙丘（大波痕）：流速 50cm/s，波高 10～20cm，波长可达几米，水面出现汹涌的波浪。沙纹和沙丘都属异相波，即水面的波形与床沙波痕表面的位置不一致。

受冲刷的平坦床沙：颗粒的移动平行于水的流动方向，波长几米至几十米，波高大大小于波长。

逆行沙丘：沙丘呈正弧曲线，沙丘是指向上游移动的波浪状床沙形体，表现为向上游一侧进行加积，下游一侧受到侵蚀，其水面波形与底形波痕起伏是一致的，属于同相波。

冲槽和冲坑：流速最大。

沙纹和沙丘都是在 $Fr<1$ 的条件下形成的，属低流态（缓流）的产物。受冲刷的平坦床沙、逆行沙丘、冲槽和冲坑都是高流态下的底形，$Fr>1$。当 $Fr\approx1$ 时的临界水流动态形成受冲刷的沙丘（受冲刷的大波痕）。

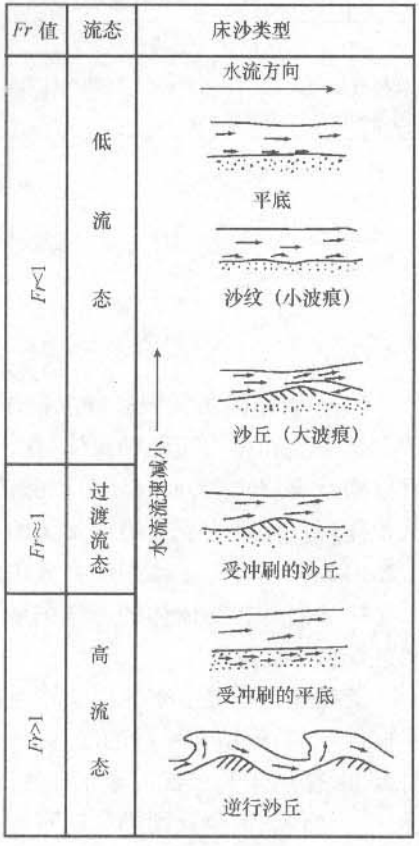


图 4－1　在稳定均一的水道底床上各种床沙类型特征与水流强度之关系
（据 Simons 和 Middleton 等，1965，转引自曾允孚和夏文杰，1986，略加修改和说明）
颗粒直径 0.6mm

据计算表明，在水深 10m 的情况下，要达到 Fr 值等于 1，就要求水流速度为 9.9m/s，这样高的流速只能在罕见的急流水中见到。在浅水环境中，流速一般只能达到 2m/s。因此在自然界中，急流通常出现在几毫米至几米深的水中。影响床沙形体最重要的因素是流动强度、平均流速、颗粒大小以及水体深度。

根据水体深度、流速、粒度等参数，以 0.10mm、0.50～0.55mm、1.15～1.35mm 代表细、中、粗粒级作深度-流速图，其结果如表 4－1 所示。

表 4-1 流速和粒度变化与层理(床沙形体)形成关系

粒度/mm	介质状态	床沙形体出现的顺序
0.10	平均流速增大	无颗粒运动→沙纹→受冲刷的平底,其中缺沙丘
0.50 ~ 0.55	平均流速增大	无颗粒运动→沙纹→沙丘→受冲刷平底
1.15 ~ 1.35	平均流速增大	无颗粒运动→沙丘,缺沙纹
在粗粒砂中缺乏小型交错层理,在细粒砂中缺乏大型交错层理,由此可见,床沙形体的特征及沉积物颗粒的粗细与层理之间的成因关系极为密切		

第五节 沉积物的搬运方式和沉积方式

一、机械搬运和沉积作用

1. 牵引流的机械搬运和沉积作用

牵引流和重力流两种流体,在机械搬运和沉积方式、机理上表现最为明显。牵引流不但可以搬运碎屑物质,而且还可以搬运溶解物质;不仅有机械沉积作用,而且还有化学和生物沉积作用。而重力流占绝对优势的是机械搬运和沉积作用。

(1) 碎屑颗粒在牵引流介质中的搬运方式

按碎屑颗粒与流体的力学关系,颗粒在流体中明显地具有三种搬运方式,即滚动、跳跃和悬浮(图 4-2)。

滚动搬运 是底部牵引流产生的沉积物颗粒沿底面运动的最简单搬运形式。假定颗粒是球粒状的,停留在平滑的底面上,水力直接作用于颗粒向上游的一面。因为底部有摩擦阻力,同时作用于其顶部的流水比其下部的流水速度更快,推力更大,故颗粒趋向于滚动。按图 4-3 所示,如果此两颗粒的直径,一个为另一个的两倍,那么作用于颗粒的推力(F)为 $F = m \cdot v \cdot K$,其中 m 为单位时间内截断的水的质量;v 为水的流速;K 为常数。m 又与球体断面面积(πr^2)成正比;而被该力所移动的颗粒质量,随球体的体积($4/3\pi r^3$)而变化。

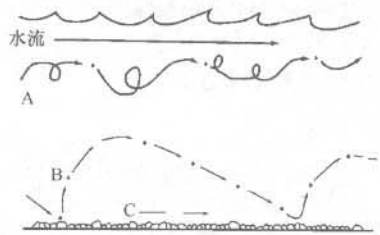


图 4-2 水流对碎屑颗粒的三种搬运方式
(据 R. C. Selly, 1982)
A—悬浮式;B—跳跃式;C—滚动式

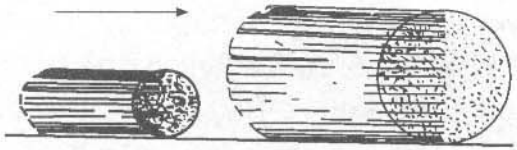


图 4-3 碎屑颗粒粒度对底部滚动所需速度的影响
(据余素玉和何镜宇,1989)
水平线代表流向

跳跃搬运　碎屑颗粒顺流一边跳跃一边向前(时沉时浮),称跳跃搬运。引起颗粒跳跃的条件是:①底部不平,使颗粒碰撞底部障碍物或其他颗粒而产生向上的弹跳力;②主要由流速引起的顺流推力;③水流引起的上举力(或扬举力),此种力一是起源于向上涡流,一是起源于颗粒附近流速变化引起的压力差(图4-4)。按图所示,作用于颗粒的上举力,除了紊流的上升涡力以外,还可用伯诺利方程来解释。颗粒上的流态可用流线表示。流线密集的地方,流速较高(因截面积较小),反之,流速较低。按伯诺利方程:

$$\frac{p}{\rho} + gy + \frac{v^2}{2} = 常数$$

式中:p 为压力;ρ 为水的密度;v 为流速;gy 为水头(y 是位置的高低度)。流速大处压力低,反之压力高,形成垂向上的压力差。这种压力差有充分的能力把颗粒提举起来,所以也是一种上举力。但是,一旦颗粒上举,周围的流线几乎对称,上举力也就近于消失。颗粒在跳跃搬运过程中,其跳动高度在空气中为在水中的800倍左右。

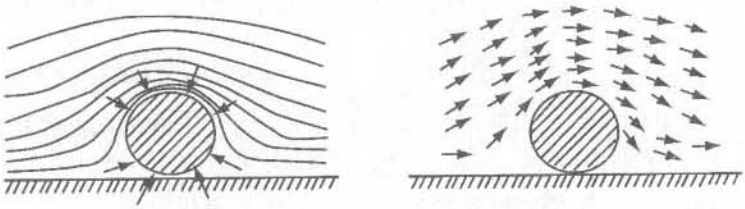


图4-4　经计算得出的流过一个槽底圆柱体的理想(非黏性)流体的流态
(据 Blatt 等,1972)

悬浮搬运　颗粒被水流带起,在长期内很难下沉的状态称悬浮状态。碎屑颗粒能否在静水中呈悬浮状取决于两种力的比率:一是向下的力,即 gm(g 是重力加速度;m 是颗粒的质量);一是反向的向上摩擦阻力(f),这是由水的黏滞性产生的。如果颗粒较粗,其向下的力(gm)大于向上的力(f),不能悬浮;细颗粒不能很快克服向上的阻力,所以经常悬浮在水体中。这些悬浮颗粒的沉降速度大于水流平均流速的8%时就会发生沉积。而颗粒的沉降速度一般与颗粒的粒度、相对密度、形状以及水介质的性质有关。鲁比(W. W. Rubeg,1933)在清水中作了严格实验,测定出石英砂的沉降速度(mm/s)为:极细的砂沉淀到30.5m深大约需要2小时,而细粘土大约需要1年。在自然界,悬浮颗粒在不同水动力强度的水中都可见到。影响碎屑颗粒呈悬浮状态的因素不仅是颗粒大小,还有流体的运动学特点,即与水的流动状态属层流或紊流有关。例如,在河流中流速是经常变化的,河流的不同地段和同一地段



图4-5　使沉积物呈悬浮状态的涡流作用
(据 C. O. Dunba,1957,转引自曾允孚和夏文杰,1986)
沉积物在近底部大量集中并向上逐渐减少,因此上升漩涡(A)携带的沉积物在单位体积中比下降的漩涡(B)多

的不同深度都有层流和紊流出现。在层流中沉积颗粒的沉降就像在静水中一样;而在紊流中,它们被反复升举,阻碍沉降。如图 4-5 所示,上升漩涡在整体上是与下降漩涡均衡的,如果沉积颗粒均匀地分布在整个流水中,结果将是互相抵消,颗粒不出现悬浮。实际上往往总有更大量的沉积颗粒集中在底部,因此上升水流比下降水流在每单位体积中可携带更多的沉积物。如此不断地重复,使得更多的颗粒悬浮于流体之中。由于漩涡上举力的大小大体上依流速增高而变大,悬浮颗粒粒度也随之增大。这些颗粒的沉降,除了需克服向上的摩擦阻力,还应克服向上的涡力,因此,只有在颗粒较粗(mg 较大)情况下才能达到。

沃克(1975)根据水介质的流动强度与所能滚动和悬浮的最大粒径之间的关系作出图解(图 4-6)。如果某一水流携带具各种粒级的沉积物,其中对砂来说,要使其呈悬浮状态必须满足以下关系:

$$\frac{\text{垂直向上的漩涡流速度}}{\text{颗粒沉速}} \geqslant 1。$$

如图 4-6 所示,当水流强度为 P 时,它所能滚动的砾石最大粒径为 8cm,所能悬浮的颗粒最大粒径为 2.2mm。

此外,沉积颗粒的悬浮还与其形状有关。一般球体比其他形状更不易悬浮,而片状颗粒因其摩擦阻力较大,更易悬浮。当其堆积体所受的剪切力大于其内部的抗剪阻力时,则沉积物中的颗粒就开始处于运动状态。所以,剪切力是一种搬运动力,其来源之一是水流中的推力。水流推力总是平行于流动方向的,除受水体流动状态变化影响以外,还与流体流速以及动力黏度和涡流黏度成正比关系。而流动状态也与流速有关,所以流速大体上可以代表推力。剪切力的另一来源则是沉积物堆积体重力的顺坡向下作用的分力(图 4-7)。图 4-7 所示,作用在沉积物颗粒层上的剪切作用是多种多样的。颗粒层表面可以是倾斜的(图 4-7A, B, C),可以是水平的(图 4-7D)。在一个斜面上,外加的剪切力方向可以是顺坡向下的(图 4-7B),也可以是(局部)逆坡向上的(图 4-7C)。顺坡向下的剪切力可以是由重力沿顺坡向下的切向分力所施加的,其惟一的下坡力是 g_t(图 4-7A);也可以是在重力的切向分力驱使下顺坡流动的运动流体所施加的,其下坡力除有 g_t 外,还有外加的下坡的剪切力(图 4-7B);也可以是沿局部斜坡向上流动的运动流体所施加的,其下坡力是 g_t,还有外加的上坡剪切力(图 4-7C),或是平行于坡向的和沿水平面流动的运动流体所施加的,外加的剪切力作用在水平面上的颗粒层上(图 4-7D)。

(2)牵引流的搬运特点和载荷

河流、海流、触及海底的波浪流、潮汐流等都是常见的牵引流。碎屑颗粒在牵引流中的搬运方式有滚动、跳跃和悬浮等。这些搬运方式与碎屑大小有关,而颗粒大小又与水体流速关系密切。尤尔斯特隆图解(Hjulstrom, 1936)(图 4-8)可以说明这种关系:①颗粒开始搬运(侵蚀)的起动流速,因需克服其本身的重力和彼此间的吸引力,要比继续搬运的速度大;②大于 2mm 的砾级颗粒的起动流速比沉积临界流速大,但两者差值较小,而且随流速增大起动的颗粒也同样增大,因此,砾石很难作长距离搬运,多沿河底呈滚动式推移前进;③0.05~2mm 砂级

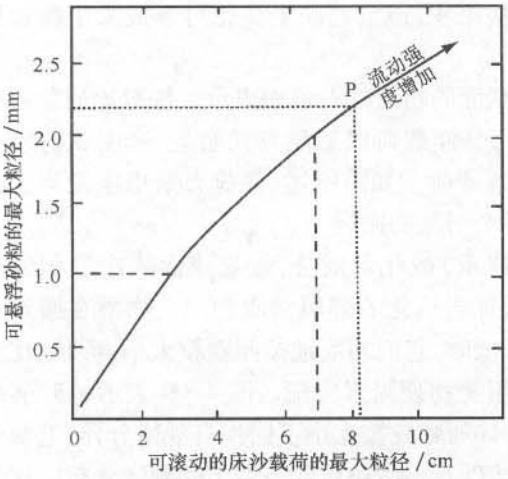


图 4－6　流动强度的变化与流水所能悬浮和滚动的最大颗粒直径间的关系曲线
（据 R. G. Walker, 1975，转引自曾允孚和夏文杰, 1986）

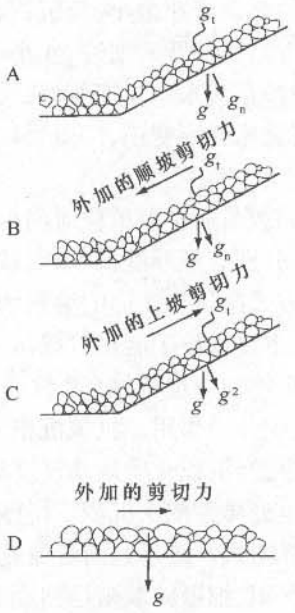


图 4－7　影响沉积物堆积体的各种剪切力的出现形式
（据 Sanders, 1978）

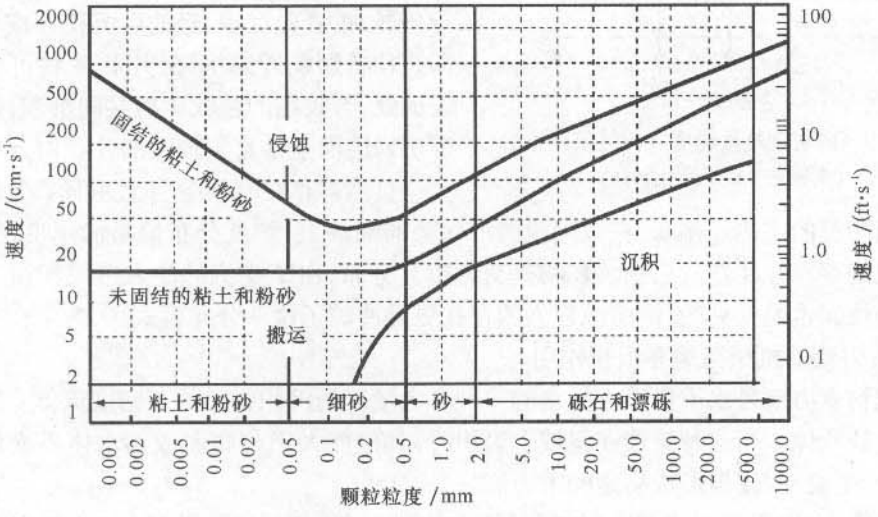


图 4－8　经森德伯格修改的尤尔斯特隆图解
（A. Sundborg, 1956，转引自曾允孚和夏文杰, 1986）
水深为 1m 时平坦河床上石英颗粒运动时的侵蚀、搬运与沉积的临界速度；1ft = 0.3048m

颗粒所需的起动流速最小，与沉积临界流速相差不大，砂级颗粒易搬运、易沉积，最为活跃，故砂粒常常是呈跳跃式前进；④小于 0.05mm 的泥级颗粒，两种流速相差很大，特别是更细的泥级颗粒，在流水中长期悬浮，大部分搬运到比较安静的水体中慢慢沉积下来。该图可以说明，随着流速逐渐变小，碎屑颗粒从粗到细依次沉积，或流速频繁变化可形成大小颗粒混杂堆积。

河流的载荷通常以单位时间内流经某一横截面的物质的重量来表示。按对碎屑物质的搬运方式，分别有悬浮载荷、牵引载荷（底载荷），悬浮载荷以悬浮方式搬运，牵引载荷以滚动和跳跃方式搬运。搬运的溶解物质可称为溶解载荷。如前所述，载荷力是指能搬运总载荷的数量，主要依赖于流量。载荷力和推力都是牵引流的搬运力。

按沉积物的物理特性（颗粒的大小、形状、比重）或化学成分，呈规律性依次沉积的现象，称为沉积分异作用。机械沉积分异作用是指母岩风化的碎屑物质和粘土物质在搬运和沉积过程中，当沉积介质运动速度和运移能力降低时，它们相应地按照颗粒大小、形状、比重在地表发生分异并依次沉积。机械沉积分异作用受物理因素支配。图 4－9 表示了碎屑颗粒机械分异图式。图示当河流流速逐渐降低时，碎屑颗粒按大小不同作有规律分异：近源处粗颗粒先沉积，细颗粒被搬运到远源处沉积，即按砾石→砂→粉砂→粘土的顺序分布。这与多数河流从上游到下游碎屑颗粒的分布规律极为一致。

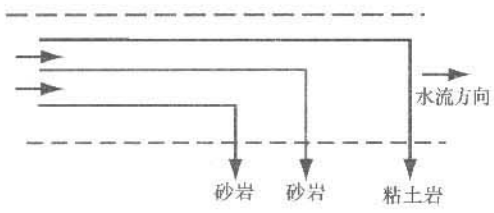


图 4－9　碎屑颗粒按粒度进行沉积分异图
（据曾允孚和夏文杰，1986）

从斯托克斯公式可以看到，矿物相对密度与其沉速成正比。故沿河流的流动方向，在碎屑粒度相近的条件下，矿物按相对密度不同进行分异，重者先沉积、轻的后沉积。按形状分异即是粒状颗粒近源沉降，片状矿物可以搬运到较远处，与较细的粒状矿物共同沉积，故在细粒沉积岩层面上常富集较大的片状白云母。

自然界存在有不少与上述简单的机械分异模式不能相符的实例。例如，在以潮汐流占优势的潮坪上，粒度分布恰是向岸变细；砂坝或介壳沙堤的存在往往造成粗细沉积物呈交替重复分布；由于支流的注入造成河流下游碎屑物变粗的情况也是常见的，深海浊积岩的存在更是冲破了这一分异模式。

2. 重力流的机械搬运和沉积作用

沉积物重力流是水下由重力推动的一种含大量碎屑沉积物质的高密度流体。这种流体属于非牛顿流体。当这种流体在斜坡上聚积时，其位能大于与底面或与水体界面的摩擦阻力时，便产生流动，逐渐形成高速的重力流。

在水体中，由于盐度的差异（如河口湾中的盐水楔）和温度的差异（如冰雪融水流入湖中形成的冷流、海洋中的寒流等）形成的密度差，都可产生密度流。含大量碎屑物质的重力流是密度流的一种。

重力流的沉积过程常常是在一定位置上整体沉积。在流动时，以整体形式搬运，并且有明

显的边界，所以，把重力流称为块体流。陆上的泥石流是重力流的一种，但大量的重力流沉积是在水下。米德尔顿和汉普顿(G. V. Middleton and M. A. Hampton, 1973)对水底重力流进行了系统研究，根据颗粒的支撑机理和堆积的沉积物类型，可分成四类，即泥石流、颗粒流、液化流和浊流(图4-10)，其中重要的是浊流，这些过程不仅发生在水盆地底部，也发生在盆地边缘部。例如三角洲坡度较陡部分，在洪水期也能形成浊流。

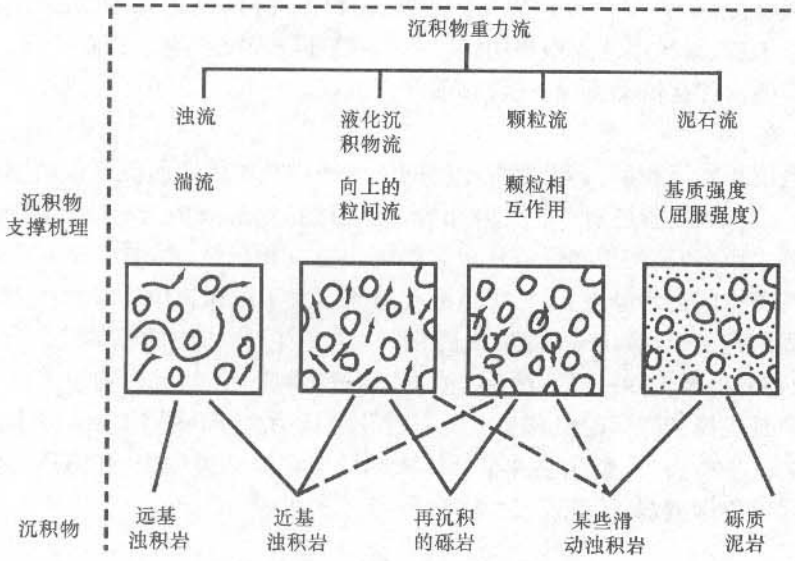


图4-10　水下沉积物重力流的类型

(据 G. V. Middleton 和 M. A. Hampton, 1973，转引自曾允孚和夏文杰, 1986)

(1)泥石流

也称作碎屑流，在陆上山麓环境中常见，是一种含大量粗碎屑和粘土、呈涌浪状前进的黏稠流体。泥石流中含水量仅40%～60%，密度为2.0～2.4g/cm^3，黏度达100Pa·s(纯净水仅0.001Pa·s)。泥石流的流动所需坡度大于牵引流，一般为5°左右。如果坡度较陡，距离加长，则速度逐渐加快，甚至可高达1～3m/s。泥石流的搬运机理表现为由“基质凝聚力”支撑，即在块体内由被填隙的粘土和水的基质起着支撑和搬运动力，其沉积物为基质支撑结构的砾石质泥岩或砾状泥岩。在水体中也能形成泥石流，如峡谷的源头处，海底扇的顶部。但水体中的泥石流易被周围的水稀释，凝聚力减少，颗粒粒度变细，逐渐失去泥石流性质。所以水下泥石流沉积比较罕见。

(2)颗粒流

颗粒流是颗粒之间没有什么粘结力的流体，主要为砂质。该流体由颗粒相互碰撞作用传递剪切力，并产生扩散应力而支撑和搬运沉积物。颗粒的扩散应力是颗粒流能形成流体的基本因素，它阻止了颗粒从流体中沉积下来，颗粒流沉积物中常常含有粗大的颗粒，常形

成砾状砂岩或砾岩。在风成砂丘上突然崩塌后沿滑坡滑落的砂,由于重力作用,使滑落的砂向前移动,并由于相互碰撞而具扩散应力。在海底峡谷上端的颗粒流体称为"砂河"砂流。这种砂流足以侵蚀海底峡谷,而扩散应力的强度足以支撑砾石。

颗粒流与浊流的区别是:①碎屑颗粒密度较高,主要是砂粒,少泥,含少量砾石;②颗粒流中含水少,使颗粒之间的摩擦较小;③由于一种突然的震动,导致未固结的碎屑沉积物强度丧失而增大孔隙压力,促使沉积物"液化"。颗粒流在海、湖边缘即浅水地带都可形成。因突然断裂或地震、暴风浪的强烈作用,使局部斜坡变陡或沉积物不稳而崩落。崩落物发生液化后顺坡高速向深部流动,最后在坡脚散开而沉积。

(3)液化流

液化流是沉积物沉积后,其上覆沉积物的压力通过颗粒传递而使沉积物固结,这种压力称有效压力。沉积物本身还有一种孔隙压力,是通过孔隙溶液传送的。孔隙压力等于沉积物中流体的静水压力时,沉积物保持稳定。如沉积物沉积较快,其中水分来不及排除,或者从外部渗进孔隙空间的水分过多时,可造成孔隙压力大于沉积物中的静水压力,因而大大降低沉积物的固结强度,导致出现内部"沸腾化"。这样,沉积物中的流体连同颗粒将向上移动,这时沉积物变得像流砂一样。然后,重力作用把"沸腾化"的沉积物顺坡向下推动,便形成了液化流。其支撑和搬运的机理是由沉积物孔隙压力大于沉积物中的静水压力,使未固结的沉积物失去平衡而"沸腾化",并呈块体流动。但在流动过程中,孔隙压力将很快消散,液化沉积物强度逐渐变弱,于是就发生沉积作用。

(4)浊流

浊流是一种混合着大量悬浮沉积物质的高速紊流状态的混浊高密度流,也是由重力推动呈涌浪状前进的重力流。浊流的支撑和搬运机理是由流体内湍流的向上分力(上举力)支撑并搬运沉积物,浊流的沉积记录是浊积岩。

1929 年加拿大纽芬兰的格兰德海滩海底电缆,在地震后 24 小时期间,由北至南相继折断。塞利和尤因(1952)研究了这一现象,认为它是由浊流所致,并计算出浊流的速度为每小时 20 ~ 90km。在被动大陆边缘大陆斜坡和三角洲等处的不稳固的沉积物,由于地震、海啸、暴风、滑坡倒塌,形成液化沉积物流使沉积物滑动,以及在起动后不断与水体混合形成高密度流体,由坡度和重力驱使而高速流动,同时,掀起和裹挟周围水底沉积物而不断增大体积。这时,沉积物质在紊流情况下呈自悬浮,即碎屑自身重力→引起高速流动→产生紊流出现上举力,使自身呈悬浮状态,形成大规模突发的高速型浊流。

1887 年,福里尔对瑞士的罗纳河和日内瓦湖进行研究。罗纳河上游是冰川,冰山融水汇集到罗纳河中,并混有大量泥砂。河水流入日内瓦湖,既比湖水冷,又比湖水混浊,因而,比重较大,是密度流。这种密度流沿湖底侵蚀,并形成水下河道,在离岸 10km,水深 300m 处,形成比湖底深达 60m 的谷道,还形成比湖底高出 5m 的水下天然堤。戴利注意到这种密度流的巨大侵蚀力,并推测海底峡谷也可能会由这种原因形成类似情况。到 1938 年,约翰逊首先提出"浊流"术语,表示一种含高密度泥砂的混浊密度流。1950 年奎恩把浊流沉积称

为浊积岩。1948 年和 1950 年奎恩成功地作出浊流粒序递变层理的模拟实验。他认为复理石是深海成因的，复理石的递变层理砂岩是浊流沉积。他的实验证明，含砂和悬浮泥的、密度大于 1.1g/cm³ 的浊流可形成递变层理。根据浊流理论，对复理石的成因得到了重新认识。浊流可按密度分为低密度浊流和高密度浊流，其分界为 1.1g/cm³，也就是说能够悬浮搬运大于 0.06mm 粒径的为高密度浊流，小于 0.06mm 粒径的为低密度浊流。根据浊流的成因，可将其分为以下两种类型。

一类是连续低速型（或称洪积型），例如罗纳河流入日内瓦湖的流体。另一实例是 1938 年由霍华德等人描述过的，含泥砂的科罗拉多河流入米德湖形成的浊流（图 4－11）。当河流流进湖盆时，在重力作用下，混浊层沿着湖底向坡下方运动，直到因摩擦损失而使动能消失，悬浮物质逐渐沉积下来，特别是较粗的颗粒先沉积。

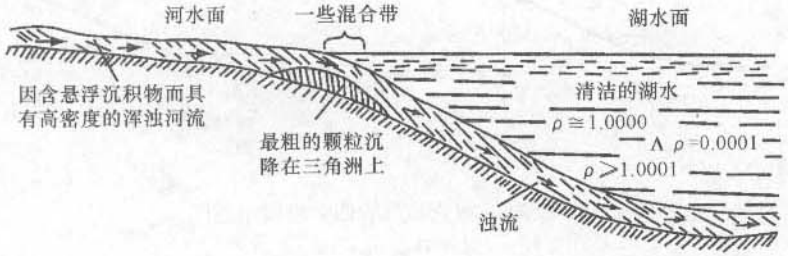


图 4－11　具有高浓度悬浮沉积物的一条河流
（据 H. S. Bell，1942）

另一类是突发高速型，是再沉积的或液化的沉积物流转化而成。例如，在海底峡谷头部，由于地震等诱发，未固结的沉积物滑塌流动造成大量高密度悬浮体。这种类型的浊流可以划分成四部分：头部、颈部、本体部和尾部（图 4－12）。在头部边界之内，水流环绕着头部发散和上扫，并有一系列大的漩涡扯开（图 4－13）。所以在这种浊流中，头部有较强的侵蚀力，可在深部软泥底面上形成特征的冲刷痕和刻划痕，后又由本体沉积保存下来。因此，最初的碎屑可以在头部保持其悬浮状态，这种情况一直延续到由于坡度变缓或流体变稀而造成普遍减速的时候。所以，浊积物在盆地深部的分布是基部集中较粗粒，到缘部逐渐与盆地原沉积一致。鲍马根据这种分布特点，提出了浊流沉积物的圆锥形分布图，表明一个大规模的浊流，在开始沉积地段可以形成完整的、厚度最大、分布范围小的浊积物层（a—e 段）。而沿流动方向，厚度逐渐减小，范围逐渐变大，直到缘部分布的范围最大（e 段），厚度逐渐变薄，成一不对称锥形或扇形。

但是，不是所有的海底崩落都能发展成突发高速型浊流。它依赖于斜坡的深度、坡度以及底部沉积的性质。在底部斜坡平缓的地方，只能产生简单的滑动或崩陷。如果斜坡是陡峻的，并且最初的运动是迅速的，移动的巨量松散沉积物与周围海水充分混合，直至成为几乎所有碎屑颗粒都呈悬浮状态的混合体，并迅速流动，随斜坡急流而下。浊流的形成与活动可分 4 个阶段（图 4－14）。

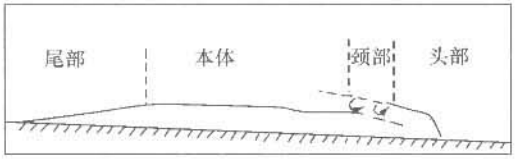


图 4－12　高速浊流的次级划分图
（据 G. V. Middleton and M. A. Hampton，1973）

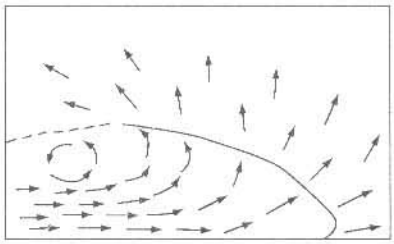


图 4－13　浊流头部区内的流动特点
（据 G. V. Middleton and M. A. Hampton，1973）

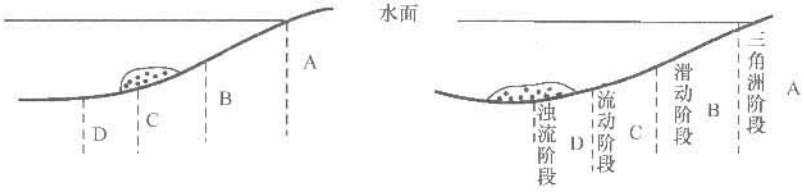


图 4－14　浊流形成的四个阶段示意图
（据 A. H. Bouma，1962）

重力流的形成阶段和形成过程如下所述。

三角洲阶段：大陆是重要的浊流物质来源，主要是母岩提供的碎屑物质。河流将大部分碎屑物质搬运到盆地边缘形成三角洲。以后由于地震、海啸、暴风等作用，或由于沉积物大量堆积形成不稳固陡坡，因超孔隙压力而液化等原因，使大量物质发生整体移动。

滑动阶段：大量物质开始整体移动，向下滑动。它们在水下开始慢慢滑动，由于水量渐增，向下滑动的速度也渐渐加快。

流动阶段：当滑动的沉积物还未完全与水混合，部分仍保持高度内聚粘结状态时，粗颗粒也没有集中到底部前锋。在这种情况下可能停止运动而堆积下来的沉积物称为滑动浊积岩。但只要有一定的坡度，运动的物质就不会停留，并以渐增的速度继续流动直到盆地中心。

浊流阶段：在条件适合情况下，流动的沉积物质可能形成典型的浊流。在浊流中，粗粒物质集中到前锋，流速可能继续增加。根据坡度大小和长短，浊流可以达到很高的流速。

重力流沉积作用与牵引流沉积作用的区别比较明显：①从分布规律上看，重力流沉积不服从机械沉积分异顺序，只在深部沉积位置上沿流动方向出现由粗到细的变化，而且在完整的浊积物层内，自上而下也有相应的变化；②在浊流内的碎屑颗粒几乎全部呈悬浮状态，并且是高浓度的；③浊流中悬浮颗粒可以较粗，而且具有自悬浮的性质；④在牵引流中，随着颗粒粒度的粗细变化，三种搬运方式都存在，其中仅细颗粒具有悬浮搬运的特点。

需要提出的是，牵引流和浊流在实际作用过程中是可以互相转化的。例如，洪水期的牵引流河水常因悬浮泥砂，密度突然增高，通过三角洲以高速沿较陡斜坡向水下进入湖、海水盆地深部时，具有浊流性质。而典型的浊流疾驰到坡脚平坦地区，因摩擦能量逐渐消失，流速变小，大量悬浮颗粒不断沉积下来，使得浊流体变稀，密度降低，逐渐向牵引流转化。

3. 风的搬运和沉积作用

风是仅次于水的常见的沉积介质。风的搬运和沉积作用也是一种重要的地质营力，它主要发生在比较干燥的地区，特别是沙漠地带。风的搬运作用和沉积作用是很强的，它可将海滩砂携至内陆或远洋沉积下来。

1977 年 8 月 14 日白天，在毛里塔尼亚首都努瓦克肖特，突然天昏地暗，几分钟之内竟然伸手不见五指，几小时之内在 3m 远处都看不清物体。这是因为努瓦克肖特上空有一股强大的旋风，卷起的巨大飞沙竟形成了厚达 400m、直径为 15km 的沙云，事后还在街上沉积了一层厚厚的黄沙。

风与流水在搬运和沉积机理上有相同之处，也有一些重要的差别。首先空气只能搬运碎屑物质；其次是风与水的密度不同，从而导致空气搬运和沉积的某些独有特点；最后风的作用空间大，不受固体边界限制，也不像流水那样明显受重力控制，所以也可将沉积物由地势低处移向高处。

空气的密度和黏滞性都比水小得多，一颗石英碎屑相当于同体积水重量的 2.65 倍，但却相当于同体积空气重量的 2000 倍，因此，风搬运的最大粒度比水要小得多。沙漠砂粒度一般在 0.15 ~ 0.3mm 之间，没有小于 0.08mm 的颗粒，因为这些更细的物质作为尘埃，被吹扬到更加遥远的地方——深海盆地去了。

（1）碎屑颗粒在空气中的搬运作用

风成砂的搬运方式主要是跳跃式的，其次是表面挪动式。碎屑颗粒是呈弓形弹道轨迹跳跃前进的，它们以惊人的均一角度（10° ~ 16°）冲击地面（图 4 - 15）。风速愈大，弹跳得愈高，受风力作用的机会也多，对地面冲击速度就愈大，因而溅泼和扬尘作用愈强烈。一般颗粒的弹跳高度在 50cm 以下，在暴风中可高达 1m。

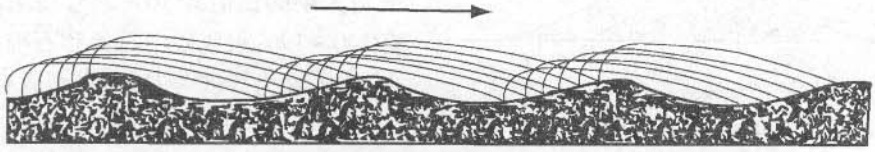


图 4 - 15　风成砂的跳跃轨迹

（据 R. A. Bagnold，1941）

颗粒在空气中移动要比在水中自由得多，而且活动状态也很不相同。因为空气的密度很小，一个飞扬的颗粒如果碰击在基岩或大石块上，它的跳跃就会像乒乓球一样，很少失去动能，

而跳跃得几乎像弹性体。如果这些碰撞的颗粒落在松散沉积物上，其能量消失在颗粒上，另一被碰撞细颗粒即被抛向空中。表面挪动搬运系指一些较粗的颗粒受到跳跃颗粒的碰撞，发生表面蠕动并推移前进。较细的砂以跳跃式搬运，甚至在跳跃很活跃时，大部分较粗的砂仍呈表面挪动搬运，更大的颗粒连挪动也非常困难，形成滞留沉积物，如沙漠砾石滩。尘埃物质，呈悬浮状搬运，当尘埃物质只被短距离搬运仍沉积在沙漠中时，就有可能保存，我国北方广布的黄土大部属于这种成因。尘埃物质可搬运到海中与远洋物质混合沉积在深海盆地中。

(2)碎屑颗粒在空气中的沉积作用

由于空气密度小，在搬运过程中颗粒间的碰撞与磨蚀作用要比在流水中强烈，故风成砂磨圆一般都好。而且风的速度大，变化突然，密度很小，在搬运过程中风力的分选作用很强，能进行搬运的粒度范围很狭窄，故风成物一般分选性较好。风成的粗屑如砾石，常常遭到地面流砂磨蚀而具有一种特殊的棱面，通常称为风棱石，为风成物独特之处。一定的风速所携带的砂量是有限度的，由于跳跃颗粒的溅泼和扬尘作用，使得有更多的碎屑进入到风沙流中，也就造成了超载荷状态，从而对风产生了更有力的制动作用，使得超载荷的颗粒开始降落堆积下来。分散的沙很容易被风所移动，但它们一旦聚集成彼此依靠的沙堆，即稳定下来，阻碍沙的移动，这就是莫斯(A. J. Moss，1963)所称的“推移障碍”。

沙堆形成后就起障碍作用，可逐步加高、增大而发展成沙丘。当砂的供给很充足时，迎风坡和背风坡均有沉积，如供应不充足，迎风坡被侵蚀而仅背风坡沉积，沙丘即不断地向前移动(图 4－16)。

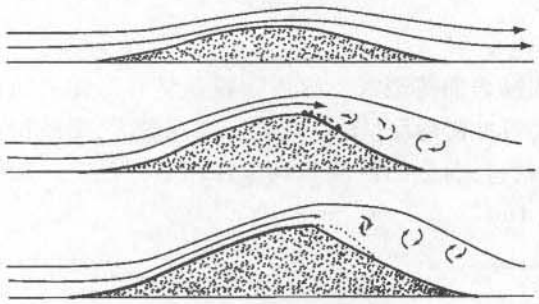


图 4－16 风成沙丘的形成
(据 R. A. Bagnold，1941)

由于空气密度小，因此，在相同条件下要比在水中的沉降速度快得多，可快 30 倍，但随着粒度的减小而这种差异也减弱。同样，比重对沉速的影响要减弱。其结果是在空气中沉积的轻、重矿物粒径的差要比在水中的来得小。例如，水成砂中石英和磁铁矿平均大小的比值为 16～255，在风成砂中只有 140～196；水成砂中石英和石榴石平均大小的比值为 148～218，在风成砂中则为 132～174。当然这种对比应在同一粒级的砂中进行。

4. 冰的搬运和沉积作用

冰包括冰川和浮冰，是一种搬运能力巨大的搬运介质。现代冰川覆盖面积约占陆地的 10%，在地质历史中的一些时期曾有更广泛的冰川分布。冰川是固体物质，其搬运方式呈固体搬运，它的移动机理包括两个方面：一是塑性流动，由于冰川自身重力使其下部处于塑性状态，称可塑带；上部则为脆性带，可塑带托着脆性带在重力作用下向前运动，由于底部有摩

擦阻力的缘故，运动速度有向下变缓的趋势；二是滑动，由于冰融水的活动或冰川底部常处于压力融解（冰的融点每增加一个大气压力就要降低0.0075℃）状况下，所以冰川底部与基岩并没有冻结在一起，冰体可沿冰床滑动。此外，还可沿着冰川内部一系列的破裂而滑动，这是由于下游冰川消融变薄而速度降低，上游运动较快的冰川向前推挤，形成一系列滑动面。冰川移动速度每年可由数十米到数百米。

冰川主要搬运碎屑物质，它们可浮于冰上或包于冰内。碎屑物质可来自冰川对底部和两壁基岩的侵蚀，或由两侧山坡崩塌而来。由于冰川是固体搬运，因而，搬运能力很大，可搬运大至直径数十米、重达数千吨的岩块。由于冻结在冰川中的碎屑不能自由移动，彼此间极少撞击和摩擦，因此碎屑缺乏磨圆与分选，大小混杂堆积在一起。在搬运中，碎屑与底壁基岩间的磨蚀和刻划，以及塑性流动所产生的部分岩块间的摩擦，都可产生特殊的冰川擦痕（丁字痕）。冰川流动到雪线以下就要逐渐消融，所载运的碎屑就沉积下来。沉积作用主要发生在冰川后退或暂时停顿期，随着冰川的消融就有冰水产生，冰碛物遭到流水的改造即成为冰水沉积物，其分选性差，巨大的石块与粘土和砂粒混在一起。

冰川入海裂为冰山和浮冰后可到处漂浮流动，浮冰融化后，冰体所含碎屑即行下沉，形成分布广泛的冰川-海洋沉积。这种沉积物除可以包含海生动物化石外，还具有冰碛物的主要特点。海水的深度对浮冰的搬运和沉积作用没有大的影响，故从浅海至深海沉积物特征没有什么明显的变化。现代南极四周，阿拉斯加北部陆棚上部均广泛分布有这种沉积。

二、溶解物质的搬运和化学沉积作用

溶解物质可以呈胶体溶液或真溶液被搬运，这与物质的溶解度有关，Al、Fe、Mn、Si的氧化物难溶于水，常呈胶体溶液搬运；而Ca、Na、Mg的盐类则常呈真溶液搬运。在沉积盆地中沉淀形成各种自生氧化物和盐类矿物。

1. 胶体溶液的搬运和沉积作用

低溶解度的金属氧化物、氢氧化物和硫化物常呈胶体溶液被搬运，胶体溶液是介于粗分散系（悬浮液）和离子分散系（真溶液）之间的一种溶液，胶体粒子的直径介于1～100μm之间，在普通显微镜下不能识别。

胶体溶液与悬浮液或真溶液比较有如下一些特点：胶体粒子因细小而受重力影响极微弱；扩散能力也很弱；表面带有电荷，可分为正胶体和负胶体两类。天然胶体普遍具有吸附现象，这对某些有用元素的富集很有意义，如粘土质负胶体可吸附K、Rb、Cs、Pt、Au、Ag、Hg、V等，二氧化硅负胶体能吸附放射性元素，氧化锰负胶体可吸附Co、Ni、Cu、Zn、Hg、Li、Ti等，氢氧化铁正胶体可吸附PO_4^{3-}、AsO_4^{3-}、VO_4^{3-}、SO_4^{2-}等，腐殖质胶体的吸附现象则更广泛。在沉积岩中常见的胶体化合物有Al_2O_3、P_2O_5、MnO_2、SiO_2粘土矿物和磷酸盐矿物。

胶体物质的搬运和沉积特点可以归纳为：①胶体的质点极小，在搬运和沉积中，重力的影响是很微弱的；②由于表面的离子化作用，胶体质点常带电荷，胶体质点的这种带电性质，是影响它搬运和沉积的一个很重要的因素；③胶体粒子的大小比真溶液中离子要大得多，故

扩散能力很弱，往往不能通过致密的岩石；④天然胶体有普遍的吸附现象，例如，二氧化硅水溶胶体能积极吸收放射性元素，铁的水溶胶体能吸收 As、V、P 等，锰的胶体可强烈吸收 Ni、Ca、Co、Zn、Hg、Ba、K、W、Ag 等。

因此，在搬运过程中，当胶体溶液因两种带不同电荷的胶体相遇，或电解质作用，或浓度增大以及 pH 值的影响失去稳定时，胶体就发生凝聚（絮凝作用），胶体物质即在溶液中集结成为絮状、团块状。这时的胶体就可以克服原来胶体质点的布朗作用，在重力作用下，于合适的沉积环境里，逐渐沉积下来。

由胶体凝聚生成的沉积物和岩石具有如下特点：①未脱水硬化的凝胶沉积物呈胶状，固结成岩后常具贝壳状断口；②胶体沉积颗粒细小，孔隙度较大，因而有较强的吸收性故有黏舌现象；③一般有微晶、放射状、鲕状、球粒状、扇状集合晶等结构；④胶体沉积岩常呈透镜体、结核产出，也可呈层状产出；⑤由于胶体有较强的离子交换和吸附能力，常吸附有不定量的水、有机质以及各种金属元素，其化学成分常不固定。

2. 真溶液的搬运和沉积作用

母岩化学风化以及其他来源提供的化学物质中，Cl、S、Ca、Na、Mg、K 等成分呈离子状态溶解于水中，即可呈真溶液状态搬运。有时 Fe、Mn、Si、Al 也可以呈离子状态在水中被搬运。这些可溶物质能否溶解而搬运或沉淀，与本身溶解度和溶度积有关，而影响溶解度和搬运及沉积的因素除 pH，*Eh* 值和含盐度外，还有温度、压力、CO_2 的含量、离子的吸附作用等。由真溶液化学组分的类型和外界化学条件的变化使真溶液发生有规律性的沉积现象称为化学沉积分异作用。即形成的自生矿物或化学沉积物的分布，有一定的趋势或规律。化学分异模式，一般自沉积盆地边缘向海盆方向的沉积顺序是：铝土矿→鲕状赤铁矿→鲕状氧化锰矿→二氧化硅→磷酸钙→海绿石→鲕绿泥石→菱铁矿→方解石→白云石，最后在盐盆地中出现石膏、硬石膏以及氯化钠、钾盐、镁盐。简化的沉积顺序是：氧化物→硅酸盐→碳酸盐→硫酸盐→卤化物（图 4－17）。影响化学沉淀的因素很多，所以该分异顺序是一般的模式，自然界的实际顺序比它复杂得多。在化学和生物化学沉积作用下形成的化学（或结晶）结构，特征与岩浆岩类似，结构要素也基本相同，但矿物组成不同，前者是低温自生矿物，后者为高温复杂硅酸盐矿物。按照结晶程度可分为非晶质结构、隐晶质结构和显晶质结构。非晶质结构见于某些化学或胶体成因的岩石中，如蛋白质的硅质岩和胶磷矿质磷块岩。在正交偏光下全消光。隐晶质结构由微晶集合体组成，晶体粒度 <0.001mm。显晶质结构是由镶嵌状的矿物晶体组成，又按大小进一步分为粗晶（>2mm）、中晶（$2\sim0.062$mm）、细晶（$0.062\sim0.004$mm）、微晶结构（$0.004\sim0.001$mm）。按晶粒相对大小又可分为等粒、不等粒和斑状结构；按晶粒自形程度可以分为自形、半自形和他形结构。

三、生物的搬运和沉积作用

生物作为一种搬运营力的意义较小，但生物的沉积作用却是很重要的。生物不仅可使溶解物质大量沉淀，还可使部分粘土物质和内源碎屑发生沉积。生物的沉积作用包括直接

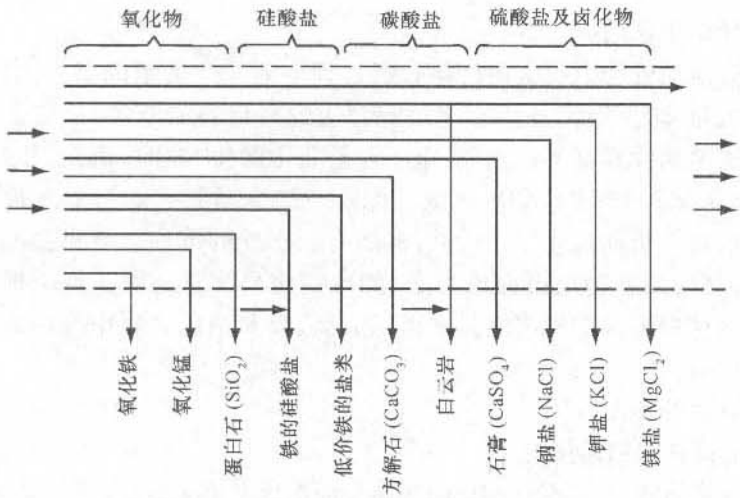


图 4－17　化学分异作用示意图

（据 Пустовалов，1954，转引自曾允孚和夏文杰，1986，略加修改）

方式和间接方式两种：①直接方式为生物遗体直接堆积形成岩石或沉积矿床，或通过生命活动和生理作用，例如，通过光合作用或吸取养料形成有机体，还可吸取介质中钙、磷、硅等无机盐以及分泌作用形成外壳和骨骼；②间接方式是生物的生命活动过程中或生物遗体分解过程中引起介质的物理化学环境的变化，从而促使某些溶解物质沉淀，或由于有机质的吸附作用而使得某些元素沉积，称为生物化学沉积作用，还可以在生物生命活动过程中通过捕获、粘结或障积等作用使沉积物发生沉积，即生物物理沉积作用。

当然，有时生物生理作用与生物化学作用或生物物理作用很难严格区分。总的来说，间接作用包含生物化学和生物物理作用。

1. 生物遗体直接沉积作用

生物遗体的直接沉积成岩作用包括两个方面，即生物遗体中的软体（有机质）和生物硬体（生物骨骼和贝壳）。

生物的有机质部分埋藏下来经生物化学演化后，可形成石油、天然气、煤、油页岩等。生物外壳和骨骼经富集堆积后可形成岩石或矿床，如生物骨屑石灰岩、生物磷块岩、硅藻土、白垩等。有些生物原来就营群体生活，在生活过程中通过生物分泌作用及生物粘结作用形成坚固骨架，如礁灰岩。

大部分生物的硬体部分是通过生物分泌作用形成的，惟有钙质藻类的“骨骼”多数是通过钙化作用形成的。藻类在生活中可吸收钙质沉淀于细胞内、细胞壁或细胞外以及叶状体表面，即钙化作用。钙化与藻类新陈代谢和光合作用有关，藻类行光合作用需要从介质中吸收 CO_2，可促使 $CaCO_3$ 在藻体表面沉淀。可见，钙化是藻类的生理作用与生物化学作用紧密

结合的产物。

2. 生物化学沉积作用

在生物生命活动过程中或生物遗体分解过程中能产生大量的 H_2S、NH_3、CH_4、O_2、H_2 等气体或吸收大量 CO_2 气体，这就影响沉积介质的氧化还原条件，从而促使某些物质溶解或沉淀或促进金属元素富集。例如，CO_2 含量变化促使 $CaCO_3$ 沉淀；植物的光合作用，每生成 1g 糖类就有 3.3g 的 $CaCO_3$ 沉淀。溶液中的金属离子能与 H_2S 反应生成硫化物沉淀。铁细菌能将二价铁氧化为三价铁，从而有利于铁的沉淀。有机质的分解使介质变成还原环境，可促使某些物质沉淀或溶解，如含铜化合物在还原条件下即易于沉淀。有机质的吸附作用使得溶液中低浓度元素得以沉淀，煤及黑色页岩中往往富集有各种金属元素即与有机质有关。

3. 生物物理沉积作用

（1）藻类的捕获和粘结作用

蓝绿藻能分泌黏液，在蓝绿藻构成的藻席表面形成有机质薄膜，这种黏液具有捕获和粘结水中的碳酸盐颗粒的能力，使之沉积于藻体表面。当一层藻席被新的沉积物覆盖时，藻丝体就会穿过上覆沉积物并繁殖于其表面，重新形成新的藻席，如此周而复始，形成由生物物理沉积作用形成的富藻纹层和非生物成因（机械沉积）的富屑纹层交替出现的叠层石。其中富藻纹层处为暗色带，表明为原有机质相对富集处。这类藻被称为隐藻。

（2）生物障积作用

当流水流经丛生有枝状珊瑚或枝状藻类的地区时，流速受阻，流水中所携带的沉积物即沉积成障积岩。

总之，生物沉积作用可以造岩，还可以通过生物造粒（如骨粒）、造泥以及造架（原地生物骨架）等方式为造岩作用提供岩石组分。侯奎等人（1983）提出宣龙式铁矿的成因，认为是在碳酸盐岩的形成过程中，生物有造架、造粒、造泥、造矿作用的结果。