第 2 章 湖泊沉积作用及其动力学特征

湖泊是陆地上的集水洼地，其中湖水各种动力对湖盆的冲刷侵蚀作用、湖水的搬运和沉积作用等都与海洋的地质作用较类似，但是在规模和强度等方面却远不如海洋。湖水是陆地水圈中相对平静的水体，所以，在湖泊的地质作用中以沉积作用为主导。根据湖水的矿化度，湖泊可简单地划分为淡水湖和咸水湖两大类。前者多发育在湿润气候区，不同季节水位有变化，多为开口湖；后者发育在干旱气候区，一般为封闭湖泊。淡水湖以机械沉积作用为主，咸水湖则以化学沉积作用为主。

湖泊沉积物的形成一般要经历三个阶段：第一，源区物质供给；第二，物质的搬运及沉积；第三，沉积后作用。第一阶段的动力主要是物理、化学风化作用及风力等机械力的侵蚀作用；第二阶段为水力和风力为主的搬运作用；第三阶段为生物地球化学作用为主，还包括浅水湖泊的风力扰动作用和深水湖泊的密度流作用等（莱尔曼，1989）。本章主要讨论湖泊沉积物的形成过程中，湖盆内物质的沉积作用，包括机械沉积作用、化学沉积作用和生物沉积作用及其动力学过程，简要介绍湖泊沉积分异、沉积后作用以及湖泊沉积作用平面展布的基本特点。

2.1 湖泊水动力特征

湖泊水动力过程是湖泊中最基本、最活跃的物理过程，并具有极端的易变性，主导着湖泊很多过程的发生、发展。与海洋相比湖泊的水动力主要是波浪和湖流，另外，还有风涌水、表面定振波、浊流等。但各种水动力作用的强度和特性与湖盆的大小、形状以及地质背景等密切相关。又因不同的湖盆特征以及人类活动的影响强度等差异，更导致了湖水运动的复杂性。图 2.1 表示在风、河水、大气加热、气压差和重力作用下，湖水产生不同

图 2.1 湖泊对各种物理力的响应（据 Selley,1968）

的反应和运动。

影响湖水运动的各要素中，最重要的是风力。风的吹程和持续时间制约波浪的生成和强度，从而影响了湖盆中粗粒质点的侵蚀和搬运。作为风力剪切的结果，湖盆中也会出现环流、上涌、湖岸喷流和假潮，但这些湖流速度较低，只能搬运被波浪带入的悬浮状态细质点，如粉砂和泥。入湖河流是湖水和碎屑物质的主要来源，其效果因湖盆和河水的不同情况而差别很大。由于湖泊面积一般较小、故很多湖泊更易受台风、飓风等短时段强风的影响，形成大的风暴浪。风暴浪可重新将滨岸带沉积物冲刷扰动起来，以回流形式、重力流和牵引流的双重水流机制，将碎屑物质搬向正常浪基面以下，即所谓风暴回流沉积效应（吝文等，2008）。

大气加热的效果表现在湖水中产生密度分层，该效应对深水湖泊尤其明显。在湖水分层的条件下，水体间的密度差可能足以使细质点保持悬浮。湖面冰封后，冰层下的静水条

件使平时处于悬浮的极细物质得以沉降，从而产生类似季节性的纹层（王冠民等，2004）。

在湖泊对上述各种作用力的响应中，本节选择较为重要的水动力条件，即湖浪和湖流进行较为详尽讨论。

2.1.1 湖浪

湖泊中的波浪运动包括风生波浪、上涌和假潮，其中以风生浪最为重要。湖泊风浪是由于风力作用于湖面所产生的一种水团质点作周期性振荡起伏的运动。湖浪的大小取决于风速、风程、风向、风的持续时间、水深和湖水内摩擦阻应力等因素（乔树梁等，1996）。湖浪可加强湖水的对流和紊动作用，从而影响湖中泥沙的输移、污染物质的扩散和浮游生物的迁移过程，大风浪还对湖泊中的船只航行、水上作业和湖泊汛期防洪抢险等构成威胁。

2.1.1.1 风生波浪

风生波浪由湖面风引起。风吹到平静的湖面上，使广阔的湖面产生波动和波纹，形成比较有规则、范围较小且向同一方向扩展的表面张力波。波高的增加与风速、风力持续时间及风的吹程呈函数关系（焦春萌等，1991）。湖面波浪以两种方式与湖底相作用，其一，在湖滩带呈破浪，由向岸推进的孤波与滨线的冲刷和回流组成；其二，破浪带之外，则仅受水体质点运动轨道速度的影响、波浪能量自水面向下减小。

关于湖滩波浪作用的研究，远不如海滩那么充分。Cook（1970）指出，高能滨线和低能滨线的水动力状态应有所不同。表现在海洋的近滨带，波浪振动的影响不明显，但在湖泊中则以向岸的大浪为主；在海滩中裂流很重要，但湖滩的裂流发育不充分，湖水可能以其他的方式流回滨外区。湖滩带之外的波浪运动随深度增加而减小，在水深为波长的四分之一处，运动程度约为湖面水动力程度的 21%；在水深为波长的二分之一处，约为湖面水动力程度的 4%。为简化起见，一般将波浪剪切力超过床砂临界剪切力，从而明显影响沉积物的最大深度(基准面深度)，限定在相当于波浪运动 25%的水深（赵澄林，2001）。

波浪动力学的控制因素主要有如下几方面：

（1）湖盆的大小和形状。湖盆通过影响风的吹程来影响波浪能量。对于大型湖泊，其波浪作用与浅海相似。而小型湖泊，波浪能量低，所以湖岸滩地通常不发育。对于长而狭窄的湖盆，波浪作用通常明显作用于湖盆的两端。另外，波浪的搁浅及折射对沿岸流有重要的影响，所以湖泊水深是远滨带发育的一个重要条件，在宽阔的浅湖水区，不会发育典型的远滨带特征。

（2）地形和气候。湖面的气候条件，特别是暴风和大风受湖盆周围地形的影响强烈，例如位于深切谷地、峡湾或裂谷区的湖泊，受强烈局地性飓风的影响往往非常明显。强风吹过整个湖面，即使吹程不长，风生浪也可以强烈影响湖岸线侵蚀及沉积物的搬运和堆积。相反，湖泊对局地气候也有反馈效应，尤其大型湖泊对湖区局部气候的调整则更为明显。

（3）湖泊的位置。湖泊相对主风向的方位，与风吹水面的幅度大小密切相关。风驱动波浪，并引发湖水循环，制约沉积物的分布。如滇池东北岸与抚仙湖北岸在盛行西南风的波浪和风生流作用下，发育了破坏型三角洲并形成平直的湖岸线。洱海西南部盛吹强劲的西南风，使附近的三角洲向东偏移，并形成沿岸沙坝。长江中下游的一些湖泊，比如太湖，受强劲东南风或台风的影响，风生流也制约湖岸坝堤的形成和分布（孙顺才等，1993）。

2.1.1.2 上涌

风力剪切的结果，造成不同湖泊水体间受力不均，使得湖流拥塞，导致下风端的湖水位高于上风端的湖水位。据观测，抚仙湖平均水深 87 m，风的吹程约 31 km，造成湖水的上涌量在 5～6 m 间；滇池的最大上涌量为约 11 m；而大型浅水湖泊的太湖平均水深仅 1.3m，但上涌高度也达 70 cm。可见对于浅水湖泊，上涌可引起水位的剧烈变化。但风生流只限于水面以下几米的范围，故难以影响深水湖泊的湖底。

2.1.1.3 假潮

假潮亦称静振，为湖泊整个或局部水域长周期性的摆动现象。风的剪切和气压梯度的迅速变化，使得水体在湖面的一端堆积。随着水体堆积力量的释放，水就沿湖的延长方向传播，形成一种大规模波浪状的起伏运动，湖水产生周期性摆动，造成湖水位有节奏地升降。在湖底摩擦的阻尼影响和湖水内部的紊动作用下，这种摆动的幅度逐渐减小，最后湖面恢复原状。除风力作用，湖区的地震或湖面局部暴雨也可引起湖泊的假潮现象。

湖泊假潮通常用波节、波峰、波谷、振幅、周期和波腹等来描述。假潮发生时，水体摆动，水面在相反方向上交替倾斜。水体摆动轴的位置称振节，又称波节。波节处只呈现湖面坡度变化，而无水面升降。波节间水面波动范围最大点称波腹，波腹处水面上下波动。波峰和波谷彼此交替出现，没有水平移动。波峰与波谷的水位变化幅度称为振幅，通常为几毫米至几米。假潮的周期与湖泊的大小、形状以及水深有关，许多大湖泊都有明显的假潮。如密歇根-休仑湖，其潮差最大振幅达 0.76 m，周期约 2700 分钟；伊力湖则分别为 2.56 m 和 1000 分钟。

总之，上述三种类型湖浪均是风成浪，是由于风力作用于湖面所形成的一种水质点周期性起伏的运动。风浪的发生、停息、强度和范围主要取决于风速、风向、吹程和持续的时间以及湖泊水深等因素。风速大、吹程远(湖泊面积大)、持续时间长、湖水深，则易产生大浪。强风浪有时危及湖面作业的船只安全，冲击岸堤防护坝等危害性一面。然而，湖浪使湖泊内部产生的紊动混合，分散并输送热量、溶解气体和营养物质等，也有利于湖泊生物的生长和发展。

湖浪作为一种最具活力的动力作用，塑造了湖滨地区丰富的滨湖地貌类型。湖浪对湖岸和湖底的冲刷并携带和搬运碎屑物质，形成了如湖蚀崖、浪蚀湖岸等侵蚀地形以及湖滩、砂嘴和障壁沙坝等沉积地形。暴风浪还可在较深水域形成具有丘形交错层理的风暴流砂质堆积体，但丘状交错层理的波长比远海陆架过渡环境的丘状交错层理的波长短很多（王良忱等，1996）。

2.1.2 湖流

湖流是湖泊中大致沿一定方向前进的运动水团，它是湖泊中运移悬移质、溶解质、有机质等载体，也是其紊动交换、迁移扩散的基本动力。如湖泊水位的时空变化便是湖水流动的结果；湖盆的泥沙冲淤变化也是湖泊在湖流作用下，湖水中泥沙悬浮、运动、沉积、再悬浮、再运动、再沉积循环往复的结果。湖流的平流作用使湖泊中各类悬浮物质在水平方向上再分布，其对流作用又使湖泊中各类悬浮物质在垂直方向的分布趋于均匀化。引起湖流的动力有重力、梯度力、风力和派生的地转偏向力等。水力梯度主要由进出的水流使

湖面倾斜而产生；密度梯度则由湖水温度、含沙量和含盐量等在湖内分布的差异而产生。风把动能传给湖水，引起湖水运动。湖水一旦运动便受到地转偏向力和摩擦力的作用。在北半球，地转偏向力使水流偏向前进方向的右方。摩擦力往往使湖水运动受到阻滞。湖流与海流相同之处在于都有梯度流和漂流，不同之处在于湖流受进出湖水的影响显著，而海流则受地转偏向力影响较大。

根据成因，湖流分为梯度流和漂流。按流动的路线分为：平面环流，即在平面上形成循环系统；垂直环流，即水流在断面上形成循环系统；朗缪尔环流，即在表层形成的螺旋流。

2.1.2.1 梯度流

分为吞吐流和密度流两类。湖水在压力梯度作用下产生的流动，称为吞吐流，亦称重力流。河流进入湖水密度分层的湖泊时，因密度差异产生不同的分层流。当河水密度小于上层湖水密度，在湖水表层形成的表面流，呈羽状体出现，对悬浮沉积物的散布有密切关系。当河水密度大于下层湖水密度时，形成潜流，如很多深水湖泊中发育的密度流(其中包括浊流)，其特点是集合成一体，并在纵向上延伸较远的距离。当河水密度介于上层与下层湖水之间时，形成中层流。吞吐流流速一般不超过 20～30 cm/s（施成熙等，1964）。密度流是由于湖水密度分布不均，在密度梯度力作用下的流动。上下层湖水的密度差还会形成垂直环流又称密度环流。在一些大型湖泊中，由于地转偏向力的作用，密度环流有时也转变为成平面环流。

2.1.2.2. 漂流

因盛行风对湖面的持续作用而产生的切应力所引起的湖水运动。漂流在地转偏向力作用下，表层湖水往往偏离风向移动。受科里奥利力的影响，在北半球偏向右，在南半球偏向左。这种偏向随深度递增而递减。在大型湖泊中，由于地转偏向力的作用，形成平面环流。在小型浅水湖泊中，地转偏向力的作用可以忽略。漂流在湖岸附近引起湖水的整体传输，在北半球顺风方向右岸，湖水堆聚，左岸湖水分散，造成湖面倾斜，形成上升流和下沉流。漂流在密度相同的湖泊中常形成一个垂直环流。但在密度分层的湖泊中，环流向下时，在分界面受到下层密度较大的湖水的阻隔，往往形成上下两层的垂直环流。环流对于湖水的物理化学性质的均化和水生生物的生存都有重要意义。

2.1.2.3. 朗缪尔环流

为上层湖水在风力作用下形成的一系列彼此平行、长轴方向与风向一致的螺旋状流动。其旋转方向有顺时针，也有逆时针。由于在相邻的螺旋流之间的水面上，往往堆积许多树叶、油膜、微粒等物质，形成许多平行的条纹。这一现象于 1938 年被朗缪尔首先发现，故得名。在大型湖泊中，当风速大于 2～3 m/s 时通常会出现朗缪尔环流。这种环流对于湖面的藻类和浮游动物水平分布有很大影响（施成熙等，1964）。

2.2 湖泊机械沉积作用

湖水的机械沉积物主要来源于河流，其次为湖岸岩石的破碎产物。此外，风、冰川、地下水也可携带一些泥沙入湖。一般来说当湖水从浅水区进入深水区时，因水动力减小，而发生机械沉积分异作用，形成沉积物粒度从湖滨到湖心由粗变细的同心环带状分布模式。湖泊与海洋相似，粗碎屑物多堆积在滨岸带形成湖滩、沙坝和沙嘴；细小的黏土级物质被湖流搬运到湖心，极缓慢地沉积到湖底，形成深色的、含有机质的湖泥。一般湖底较平静，沉积物不受波浪扰动，发育水平层理。山区入湖碎屑沉积物一般粒度偏粗，平原区湖泊的沉积物粒度较细，反映在沉积上有明显差异。有些湖泊由于入湖河流多，水量大，碎屑物丰富，可在河口形成三角洲如洱海北部的弥苴三角州；贝加尔湖甚至形成面积约 500 km^2 的湖成色楞格三角洲平原（任明达等，1981）。

流水和大气是两种最主要的物质搬运介质，它们都属于流体。自然界中的流体存在有两种基本类型，即牵引流与重力流或密度流。早期流水作用主要关注牵引流的搬运和沉积作用，自 20 世纪 50 年代开始才认识到沉积物重力流的重要性，尔后，重力流的理论有了很大的发展。区分这两种沉积物流体，并识别牵引流和重力流所形成的沉积物，不仅具有理论意义，也具有很大的实际意义（中国科学院南京地理与湖泊研究所，1989）。

2.2.1 有关流体力学的几个基本概念

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、流体与沉积颗粒之间的力学关系等方面都有显著差异，即它们的沉积机理不一样，从而形成的沉积物也有各自的特点。

牵引流是牛顿流体，属静水流（弱水流）作用的流体，能沿沉积盆地底床搬运沉积物。例如河流、海流、波浪流、潮汐流等含有少量沉积物的流水。重力流是非牛顿流体，由沉积介质与沉积物混为一体和整体搬运（又称密度流），以悬移方式搬运为主。随着流体中碎屑数量的不断增加，牵引流逐渐向重力流过渡，例如水中富集有大量碎屑物的浊流、泥石流等都属沉积物重力流类型。

由于沉积物大部分都是在流水的作用下形成，下面主要介绍与水流有关的牵引流和重力流的搬运和沉积机理。

2.2.1.1 牛顿流体和非牛顿流体

牛顿流体是指在任意小的外力作用下即能流动，并且流动的速度梯度与所加的切应力的大小成正比的流体（吴望一等，1982）。而非牛顿流体是指剪应力和剪切变形速率之间不满足线性关系的流体（陈文芳，1984）。若从流体力学性质来定义，凡服从牛顿内摩擦定律的流体称为牛顿流体；否则称为非牛顿流体。内摩擦定律可表示为：

$$\tau = \mu \frac{du}{dy}$$

式中 τ 为单位面积上的内摩擦力，称为黏滞切应力；du/dy 称为流速梯度（或称为剪切变形率）；μ 是反映流体黏滞性大小的系数，称为动力黏滞系数，μ 也可用公式 V＝μ / ρ 表达，V 称为运动黏滞系数，ρ 为水的密度。

所谓服从内摩擦定律是指在温度不变的条件下，随着 du/dy 变化，μ值始终保持一常数。牵引流就属于牛顿流体。若μ值随 du/dy 变化而变，即不服从内摩擦定律，沉积物重力流属于非牛顿液体。

2.2.1.2. 层流、紊流与雷诺数

自然界任何流体由于存在黏滞性而具有的两种流动形态，即层流与紊流（或称为湍流）（图 2.2）（李炜等，2001）。流体质点作一种缓慢而有条不紊的平行线状运动，彼此不相混掺的形态称为层流。流体质点作不规则运动、互相混掺、轨迹曲折混乱的形态叫做紊流。层流与紊流传递动能、热能和质量的方式不同：层流通过分子间相互作用；紊流主要通过质点间的混掺。紊流的传递速率远大于层流。层流和紊流的水力学性质不同，因此造成沉积物的搬运方式和沉积特点的差异。

图 2.2　层流和紊流的流动特点

对于水中运动的各种颗粒,可用雷诺数(Re)表示。雷诺数是用来表征流体惯性力和黏滞力之间关系的一个参数，可用于判别流动形态的无因次数。雷诺数的定义式为：

$$\mathrm{Re}=\frac{\text{惯性力}}{\text{粘滞力}}=\frac{v^2d^2\rho}{vd\mu}=\frac{vd\rho}{\mu}$$

式中 v 是水的流速，d 是颗粒直径，ρ是水的密度。由雷诺数的定义式表明，流水作用于碎屑颗粒上的惯性力可认为与流体的质量以及流体碰撞到颗粒时所产生的速度 v 成正比；作用于颗粒上的黏滞力可认为与黏滞系数μ、颗粒表面的速度梯度 以及表面积成正比。

雷诺数为无量纲。实验表明，流体通过一个正在沉降的球形颗粒时，当 Re 接近 1 时，流体呈层流型；当 Re 为 1～40 时，在颗粒的背后就会出现背流尾迹，开始尾迹具有规则的几何形状，但随着 Re 的增大，背流尾迹就越来越不规则；当 Re 大于 40 时，流体呈紊流（赵澄林等，2001）。

层流与紊流具有不同的力学特点。紊流不仅具有黏滞切应力，而且还有流体质点的紊乱流动而引起的附加切应力（或称为惯性切应力）；而层流只有黏滞切应力。因此，紊流的搬运能力要强于层流。并且紊流还具有漩涡扬举作用，是沉积物呈悬浮搬运的主要因素。从沉积物沉积时遭受的阻力来说，紊流兼有黏滞阻力和惯性阻力，层流则只有黏滞阻力，因此沉积物不易从紊流中沉积下来，而在层流中则如同在静水中一样很容易沉积下来。

层流在自然界中不常见，而紊流为自然界中绝大多数水体的运动形式。紊流在某些条件下，如洪水期、枯水期以及河道弯曲或在流动的过程中遇到障碍物等情况，可形成两种特殊的水流形式，即环流和涡流。环流是指水质点绕平行于水流方向的轴作螺旋状有规则运动；而涡流是指水质点绕垂直于水流方向的轴作螺旋状运动。在环流和涡流的作用下，使得流体的侵蚀、搬运和沉积的作用更趋丰富而复杂。

虽然自然界中的水体多数以紊流的形式运动，但是任何紊流的水体在与固体边界接触

处，由于固体边界处的流动仍是黏滞力起主导作用下的流动，使得流体运动形态仍接近层流，所以此层也称为层流底层（图 2.3 所示）。层流底层的厚度随雷诺数的增加而减小。层流底层的存在对沉积物的搬运和沉积起着重要作用，使得沉积物与流体之间的界面上不断发生的沉积和搬运交替作用更趋于频繁。

图 2.3 河流中的紊流及层流底层分布（流线长度代表流速大小）

（据 Rubey，1938）

2.2.1.3 缓流、急流和佛罗德数

在明渠水流（包括河流、湖、海中的水流）中，由于流速与波速的比值不同而出现急流、缓流和临界流三种流态。流速小于波速，外界干扰引起的水面波动能逆流上传的水流称为缓流。缓流水势平稳，遇到底部障碍物时水面下跌；流速等于波速，水流为临界流；流速大于波速，外界干扰引起的水面波动不能上传的水流称为急流。急流水势湍急，遇到底部障碍物时水面隆起，一跃而过（图 2.4）。

图 2.4 缓流和急流

急流、缓流和临界流三种流态的判别标志为福劳德数（Fr）：

$$Fr = v \Big/ \sqrt{h\,g}$$

其中 v 是平均流速，h 是水深。福劳德数为无量纲数，表示流体的流动强度，是判别急流和缓流的定量准则，用它可以判别明渠水流的流态。Fr＜1 时，水流为缓流，也称为临界下的流动状态，它代表一种水深流缓的流动特点；Fr=1，水流为临界流；Fr＞1 时，水流为急流，也称为超临界的流动状态或高流态，它代表一种水浅流急的特点。

床沙表面可随水流强度变化而出现各种类型的床沙形体。每一类型的床沙形体不是固定不动的，而是通过组成床沙的沙砾颗粒的滚动、滑动或跳跃移动而使床沙形体发生顺流或逆流移动，这种现象在水力学上称为沙波运动。

明渠水流随着流动强度加大，在床面上会依次出现下列床沙形体：无颗粒运动的平坦床沙→沙纹→沙浪→受冲刷的沙丘→受冲刷的平坦床沙→逆行沙丘→流槽和凹坑（陈建强等，2004）。

2.2.2 牵引流的机械搬运和沉积作用

牵引流和重力流在机械搬运和沉积方式的机理上表现明显的差别。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，而且还广泛进行着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。

碎屑颗粒在流水中的搬运和沉积，主要与水的流动状态关系密切。是层流还是紊流，是急流还是缓流；还与碎屑颗粒本身特点，如大小、相对密度、形状等都有关系。由雷诺公式和福劳德公式可以看出，水流状态的变换，在很大程度上取决于流速，并且还与水的黏度、密度、水深、水量、边界条件等因素有关。可见，碎屑颗粒的搬运和沉积受到多种因素的影响和制约，其机理是个相当复杂的问题。

2.2.2.1 牵引流的搬运作用

1. 颗粒在水中的受力状况

碎屑颗粒由静止状态进入运动状态时的临界水流条件称为碎屑颗粒的起动条件。碎屑颗粒之所以能起动，是由于颗粒运动的力超过了阻止颗粒运动的力。因此，要研究起动条件，必须首先分析颗粒在水中的受力状况。也正是由于受力状况不同，可以出现滑动、滚动、跳动、和悬浮等各种搬运方式。

碎屑颗粒在水中的受力分析见图 2.5，作用于碎屑颗粒的力主要有：

（1）有效重力（W）：颗粒在水中同时受到重力和水体浮力的作用，两者的差值称为有效重力。

（2）水平推移力（P_X）：水流作用于颗粒上的顺水流方向的力。

图 2.5 碎屑颗粒的受力情况

（3）垂直上举力（P_Y）：为垂直向上的力，产生的原因有：

①水体浮力，此力已计算在有效重力中。

②颗粒上下存在流速差所引起的压力差。由边界底部往上水流流速逐渐增大，再加上水流遇到颗粒发生绕流运动，在颗粒上方流水断面变窄，流速进一步加大，即上方的流速要明显大于下方。根据伯努利方程（Clancy，1975）：

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

式中 P 为压力，y 为距某基准面高度，v 为流速，ρ 为流体密度。由上式可以看出，流速大则压力高，反之则压力低。由此可见，水流作用于颗粒时，在其上下方存在有一个压力差，其方向是朝上。

③在紊流中除上述压力差外，还存在有涡流的扬举作用（或称为上升涡力）。因此，紊流的上举力要明显大于层流。

（4）黏结（滞）力（P_c）：由多种因素造成，其中主要是由颗粒表面的水膜所造成的黏 结力。

2. 牵引流的搬运方式

碎屑颗粒在流水中可以推移（床沙）载荷和悬移载荷方式被搬运。

（1）推移载荷的搬运：较粗的碎屑（砾、较粗砂）在水体底部主要呈滑动或滚动搬运；较细碎屑（较细砂、粉砂）则呈跳跃搬运。搬运方式和碎屑大小之间的关系不是恒定的，随水流强度而变，水流强度大时，跳跃颗粒偏粗，反之则偏细。

假如只考虑P_x，P_y和W 三种力，则当$P_x \geqslant f$（$W - P_y$）时，碎屑颗粒开始滑动；当$P_x \cdot l_1 + P_y \cdot l_2 \geqslant W \cdot l_3$时，则碎屑开始滚动。式中 f 为静摩擦系数，l_1、l_3、l_2见图 2.5。滚动搬运的颗粒停留在床面上，水力作用于颗粒向上游的一面，因为底部有摩擦阻力，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。

颗粒顺流一边跳跃一边时沉时浮的向前运动，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它颗粒而激发的向上弹跳力；②主要由流速引起的顺流推力；③水流引起的上举力。若上举力大于有效重力，则颗粒便会从床面上跳起，并在推移力作用下向前移动。当颗粒上升到一定高度时，上举力就大大减小而使颗粒再次落到床面上。上举力减小的原因是由于颗粒跳起后，颗粒上下的绕流线呈对称状，并且由于边界效应而使水流的速度梯度不如在床面上大；随着颗粒上下方的速度差的减小，使压力差降低，上举力就降低。上述诸因素的反复进行，颗粒就跳跃着被搬运前进。

推移载荷的搬运方式主要与受力状况和水流强度有关，但还与颗粒大小、形状、性质和排列状况等因素有关，情况较复杂。

（2）悬移载荷的搬运：细小的碎屑颗粒被水流带起，在流水中长期内不易下沉到底部，总是呈悬浮状态被搬运。

悬移搬运主要发生在紊流中，因为紊流中存在有紊动作用。由于上举力的作用使颗粒跳跃到一定高度，若遇到有足够能量的紊流漩涡，漩涡就携带颗粒运动。漩涡的紊动作用将下部水流中的颗粒带到上部；同时，颗粒又因重力作用不断地下沉。向下的漩涡可将颗粒带到下部，但由于沉积物在近底部大量集中，因此上升漩涡携带的颗粒在单位体积内比下降的漩涡要多（图 2.6），使得更多的颗粒悬浮在水中。紊动的结果是使得水体中悬浮的物质均匀化，但因重力影响，悬浮颗粒总是由下往上减少。

图 2.6 使沉积颗粒呈悬浮状态的漩涡紊流作用

除上述因素影响和控制颗粒的悬浮外，还与颗粒和流体的相对密度、颗粒形状、流体黏度等密切关系。颗粒的搬运方式不是固定的，可随水流强度的变化而相互转化。随着流速增大，滑动或滚动颗粒可变为跳动，跳动的变为悬浮；流速降低时，则发生相反的转变。

3. 牵引流的搬运与沉积作用的条件

通过碎屑颗粒在水中的受力分析可以看出，作用于碎屑颗粒上的力取决于颗粒大小和密度及水的黏度、水流速度、水深等，这些因素又可简化为颗粒大小和水流速度两个主要参数。Hjulström（1939）图解表示了颗粒大小、流速与侵蚀、搬运和沉积之间的关系（图 2.7）。

开始搬运流速指的是流水把处于静止状态的颗粒开始搬运走所需的流速，又称为起动流速。继续搬运流速是指维持颗粒搬运所需最小的流速，又称为沉积临界流速。显然，开

始搬运流速要大于继续搬运流速，这是因为开始搬运流速不仅要克服颗粒本身的重力，还

图 2.7 碎屑物质在流水中侵蚀、搬运、沉积与流速的关系（Sundborg，1956）

要克服颗粒彼此间的吸附力。当流速大于开始搬运流速时，沉积物将被侵蚀，因此，开始搬运流速曲线之上的范围称为侵蚀区。而当流速小于继续搬运流速时，颗粒将发生沉积，因此，继续搬运流速曲线之下的范围称为沉积区。当流速介于两者之间时，颗粒保持搬运状态，该速度区间称为搬运区。

据 Hjulström（1939）图解，砾石（粒径大于 2 mm）起动流速比沉积临界流速大，而且随流速增大颗粒也同样增大，因此砾石很难作长距离搬运，且多沿河底呈滚动式推移前进，在自然界中的砾石主要分布在近源区。砂（粒径 0.05～2 mm）起动流速最小，与沉积临界流速相差不大，易搬运、易沉积，最为活跃，故砂粒呈跳跃式前进。泥和粉砂（粒径小于 0.05 mm）的颗粒起动流速与沉积临界流速之间差值大，持续搬运流速小，不易起动，但一旦起动，就可以长距离搬运，一直搬运到湖泊深处的安静环境才慢慢沉积。它们一旦沉积下来，就很不易再被搬运。

2.2.2.2 牵引流的沉积作用

牵引流中沉积物的沉积作用服从于机械沉积分异规律。机械沉积分异作用是当介质运动速度和运移能力降低时（能量降低时），被搬运的碎屑物质和黏土物质相应地按照颗粒大小、形状、比重发生分异并依次沉积的现象。随着水流速度的降低，当 $P_x < f$（$W - P_y$）时，推移颗粒就停止运动；当上举力小于有效重力时，悬移颗粒就沉降。

在静水中，碎屑颗粒因受重力作用而下沉。开始下沉时，速度较小，水流对碎屑颗粒的阻力亦小；随着碎屑加速下沉而阻力增大，当水流的阻力与碎屑的有效重力恰好相等时，碎屑等速下沉，此时的下沉速度称为碎屑的沉降速度，简称为沉速。

碎屑颗粒在静水中沉降时，受到的作用力主要是碎屑的有效重力和水体阻力，前者是促使下沉的力，后者是阻止下沉的力。水体阻力的大小与碎屑颗粒下沉的流态有关。在静水中，碎屑颗粒下沉时，两侧水体相对于碎屑来说是做反方向流动。碎屑下沉速度随颗粒大小而异，故水体的相对流动速度也就不同，也就有不同的流态，其判别准则是碎屑颗粒的雷诺数 Re。据前文，流态有三种：层流、过渡流态和紊流。其临界颗粒雷诺数随碎屑形状而异，碎屑下沉时流态也不同。即使碎屑形状相同，其沉速公式也不一样。下面以较简单的层流状态中碎屑颗粒下沉时的沉速分析，以此揭示碎屑在水体中沉积作用的一般规律。

对于球体碎屑，斯托克斯（G.G.Stokes,1850）提出了如下公式：

$$v = \frac{2}{9} \times \frac{(\rho_s - \rho) \cdot g \cdot r^2}{\mu}$$

式中 r 为碎屑的半径，ρ_s 和 ρ 为碎屑和水的密度，μ 为水的黏度。斯托克斯公式表明碎屑的沉速与粒径平方成正比，与水的黏度成反比。斯托克斯公式是在理想条件下推导得出，

即满足的基本条件为：在静水中、20℃恒温、介质的黏度不变、碎屑为球体、相对密度相同、表面光滑、且互相不碰撞及处于层流状态下沉淀。

针对自然界碎屑颗粒的实际情况，韦德尔提出以下公式：

$$v_p = \frac{1}{7} \times \frac{(\rho_s - \rho) \cdot g \cdot r_p^{\ 2}}{\mu}$$

式中，v_p 与 r_p 分别为不规则碎屑的沉速和实际半径。

Rubey（1933）在澄清的静水中测定了沉积物的沉降速度，其结果见表 2.1。按表 2.1 所列沉降速度，极细砂沉降 30 m 需 2 h，而细黏土则大约需一年；若在水深 3660 m 的大洋底部，极细砂需 10 天，细黏土则要 100 年以上。

表 2.1 静止清水中沉积物的沉降速度（Rubey,1933） 单位： mm/s

将韦德尔公式和斯托克斯公式相比较可以看出，不规则颗粒的沉积速度等于球形颗粒的 64%，而其半径则是球形颗粒的 1.25 倍。这是由于不规则颗粒的表面积要比同体积的球体颗粒大，因此沉降时受到阻力也大，使沉速降低。若以球形颗粒的沉速为 100，则椭球形颗粒为 61～84，立方体为 74，长柱状体为 50，圆片状体为 38～80。不过形状对沉速的影响随粒度的减小而变小，如对球形砾石来说，沉速减慢 40%～60%；对球状砂粒减慢 10%～20%；对黏土的影响已经很小。

颗粒的沉降速度又与其相对密度成正比，因此密度大而体积小的重矿物往往与相对密度小而体积大的轻矿物在一起沉积下来。

斯托克斯公式和韦德尔公式都是在理想的静水条件下获得的，然而自然界的沉积作用要复杂得多。除了上述列出的影响因素外，还有其他因素。例如，实际上碎屑颗粒表面都是粗糙的；且下沉时碎屑会互相碰撞；有的水体还具有一定的盐度等，这些因素都会使颗粒下沉时阻力增加。此外，自然界更多的颗粒是在具有不同流态的流动水中沉积，流动水中的沉降机理目前尚不清楚。尽管上述沉降速度公式与自然界的实际情况出入颇大，但斯托克斯公式和韦德尔公式仍然阐明了沉降速度与主要影响因素之间的密切关系。

随流速降低，碎屑颗粒按大小不同作有规律的沉积：近源处粗颗粒先沉积，细粒被搬运到远源处沉积，即按砾石→砂→粉砂→黏土的顺序分布。矿物相对密度与其沉积速度成正比，在粒度相近的条件下，按矿物相对密度不同进行分异，比重大者先沉积、比重小的后沉积。如砂金常与比其粒度粗的粗砂和细砾共生。按形状分异，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白云母片。

由于湖泊，特别是大湖，与海洋的动力条件有许多相似之处，如波浪和湖流等作用，故从湖岸向湖心，也能观察到相应的沉积分异现象，图 2.8 为抚仙湖机械沉积的空间分异带。滨湖区自水深相当于 1/2 波高的深度(波浪开始破碎点)起到湖岸线之间，主要由砾石组成；浅湖区自 1/2 波长至 1/2 波高的水深区，即波浪作用的下限到波浪开始破碎这一区间，为过渡沉积区；深湖区自水深 8～10 m 以下至湖中心，处于波浪作用基面以下，主要以黏土为主的细颗粒悬移质沉积。在抚仙湖沉积分布区，湖心深湖沉积占其总面积的 80%以上。

图 2.8 湖泊沉积分异分区图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

图 2.9 为抚仙湖的沉积物类型分布，由于湖泊的机械分异作用，从湖滨到湖心，沉积物颗粒由粗到细呈现近同心状分布。

图 2.9 抚仙湖沉积类型图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

2.2.3 重力流的机械搬运与沉积作用

重力流是一种高密度的碎屑和水或气的混合流体，是一种在重力作用下发生流动的弥散有大量沉积物的高密度流体。在流动时，以整体形式搬运，并且有明显的边界，所以也被称为整体流。 在水体中，由于盐度的差异和温度的差异形成的密度差，都可产生密度流。含大量碎屑沉积物质的重力流是密度流的一种（高密度流体）。重力流还与坡度、沉积物丰富、风暴、地震等因素有关。Johnson（1964）曾将这类流体称为“浊流”。而事实上，浊流仅是沉积物重力流的一种类型。

沉积物重力流不服从内摩擦定律的非牛顿流体，其剪切应力与剪切变形率之间的关系为：

$$\tau = \tau_B + \eta \frac{d\,u}{\mathrm{dy}}$$

其中 τ_B 为屈服应力，η 为塑性黏滞系数或称刚性黏滞系数，$\frac{d\,u}{\mathrm{dy}}$ 称为流速梯度（或称为剪切变形率）。随着搬运距离增大，浊流可与上覆水体混合而降低其密度，但这种混合作用相当缓慢，或者由于流速降低而使运载的悬浮物下沉析出，随之密度降低。重力流随着密度降低，可向牵引流转变。

沉积物重力流可以分为水下的和大气的两大类，本章只讨论前者。水下沉积物重力流是指在水体底部流动的沉积物与水混合的高密度流体。重力流沉积物分选性很差、无大型交错层理 、常呈块状及粒序构造。Middleton（1973；1976）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，将水下重力流分为四类：泥石流、颗粒流、液化流和浊流（图 2.10）。

图 2.10 水下沉积物重力流的类型（G.V.Middleton，1973；1976）

泥石流是一种含有大量粗碎屑和黏土（砾、砂、泥和水相混合）、呈涌浪状前进的黏稠流体（高密度流体）。由“基质凝聚力”支撑，即砂砾在块体内被填隙的黏土和水的基质支撑着呈悬浮状态被搬运。颗粒流是指颗粒之间没有黏结力或凝聚力的流体，由于颗粒相互碰撞，传递剪切力，产生扩散应力而支撑和搬运的沉积物。液化流是由颗粒之间空隙中的液体向上流动而支撑颗粒，并在重力作用下呈块体运动的重力流。在未固结的颗粒沉积物中，在空隙压力与空隙流体静压力相等的条件下，快速堆积时造成沉积物孔隙压力大于静水压力，使流体向上流动，并使颗粒呈悬浮状，从而形成液化流。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，由流体内湍流的向上分力支撑并搬运的沉积物。

2.2.4 冰的搬运和沉积作用

当冰川或冰山断裂的冰体入湖后可到处漂浮流动。浮冰融化后，冰体所含碎屑即沉入湖底，形成冰川—湖泊沉积。现代南极附近、青藏高原的一些湖泊中均分布有此种类型沉积物。

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约 10%，在地质历史的一些时期曾有更广泛的冰川分布。冰川是固体物质，它的移动机制包括两个方面：一是塑性流动，二是滑动。塑性流动因冰川自身重力使其下部处于塑性状态，称为可塑带；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。滑动，系由于冰融水的活动或冰川底部常处于压力状况下，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谷壁基岩侵蚀，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。由于碎屑不能在冰体内自由移动，彼此间极少撞击和摩擦，因此碎屑缺乏磨圆与分选，故融化后大小混杂堆积在一起。冰川内碎屑与底壁基岩间的磨蚀和刻划，以及塑性流动产生的部分岩块间的摩擦，都可产生特殊的冰川擦痕。

冰川流动到雪线以下就要逐渐消融，所载运的碎屑物就沉积下来。冰川向雪线以下流动，并非无休止。随着气温的逐渐升高，冰川逐渐消融，冰运物也就随之堆积，所以冰川消融是冰川堆积的主要原因。此外，冰川前进时若底部碎屑物过多或受基岩的阻挡，也会发生中途停积，沉积作用主要发生在冰川退却或暂时停顿期。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。

2.2.5 搬运和沉积过程的碎屑物质变化

碎屑颗粒在长距离搬运过程中，由于颗粒间的碰撞和摩擦、流体对颗粒的分选作用以及持续进行的化学分解和机械破碎，使得碎屑物质的矿物成分、粒度、分选性和外形都会发生变化。

2.2.5.1 *矿物成分上的变化*

由于搬运过程中的化学分解、破碎和磨蚀作用以及随着搬运距离增长，不稳定组分如长石、铁镁矿物等会逐渐减少，而石英等稳定组分的含量会相对增加。

2.2.5.2 粒度和分选性的变化

随着搬运距离的增长，沉积物粒径越来越小。现代河流沉积物的粒度分布清晰地显示了这一特征。河流上游流速大，各级颗粒一起被搬运，随着流速减缓，被搬运颗粒经水力分选作用从大到小依次沉积。其次，磨蚀和破碎作用不断使颗粒变小，并随长距离搬运的磨蚀和破碎作用，使得细颗粒不断增加。

地形坡度对粒度的变化也有影响，山区河流流速大，变化亦大，且磨蚀和破碎作用强烈，因而，粒度变化也剧烈；平原河流的粒度变化则缓慢得多。

随着搬运距离增长，颗粒分选程度越来越高，即颗粒大小越趋向于一致。但分选性也与粒度有一定关系，即越趋向于细砂粒级，分选就越好，比如细砂最活跃，容易沉积也容易再搬运，因此通常经历不止一次的再分选。

2.2.5.3 颗粒形状的变化

随着搬运距离的增长，被搬运颗粒的磨圆程度（圆度）与接近于球形的程度（球度）也越来越高。特别是在搬运初期，磨圆作用强烈（图 2.11），但搬运过程中的破碎作用部分地抵消了颗粒的圆化过程。

图 2.11 石灰岩碎屑在流水搬运过程中其粒度、圆度、球度变化（Pettijohn，1975）

粒度以颗粒重量大小表示（以 g 为单位）。圆度 $P=\sum r/nR$，r 为碎屑棱角的内接圆半径，n 为棱角数目，R 为整个碎屑的内接圆半径。球度 $\Phi=\sqrt[3]{ABC/A}$，A,B,C 分别为碎屑的长轴、中轴、短轴

碎屑颗粒的圆化强度还受到矿物物理性质、颗粒大小、搬运方式以及搬运介质等因素的影响。碎屑颗粒的球度变化受矿物结晶特性的影响较大，片状矿物即使搬运很远，也不可能达到高球度；而等轴晶系的粒状矿物较容易达到高球度。搬运方式体现在床沙搬运的颗粒比悬浮搬运的颗粒更容易被磨圆。

2.3 湖泊化学的沉积作用

2.3.1 溶解物质的化学搬运和沉积作用

溶解在水体中的物质通常以胶体溶液或真溶液被搬运，这与物质的溶解度有关。A1、Fe、Mn、Si 的氧化物难溶于水，常呈胶体溶液搬运。胶体凝聚可沉积形成黏土矿物、磷酸盐类矿物、铝土矿、铁矿和锰矿等；而 Ca、Na、Mg、K 等盐类常以离子状态存在于水溶

液中，被搬运并通过化学作用而沉淀形成各种盐类及石灰岩、白云岩、多水高岭石等(沈照理等，1993)。

2.3.1.1 胶体溶液的搬运与沉积

布朗运动的存在可抗衡重力作用，不使胶粒下沉；具有相同符号的电荷，因排斥力而避免胶粒相碰和聚集成较大的粒子；由于扩散层和双电层中反离子和溶剂的亲和作用，形成一层溶剂化膜，可缓冲和阻碍粒子的碰撞，上述各种因素导致胶体的运移。

在适当的条件下，胶化溶液会失去稳定性，随之胶粒就凝聚成大粒子，进一步凝聚成絮状物，在重力的作用下和合适的环境里，逐渐沉积，称为凝聚作用或絮凝作用。促使胶体凝聚和沉积的因素主要有：

（1）带有不同性质电荷的胶体相遇，因中和而发生凝聚，物理化学上称为“相互聚沉”。

（2）电解质作用。溶液中加入电解质后可使胶粒表面吸附的带相反电荷的离子中和，从而使扩散层的厚度变薄，使得胶体失去稳定性而凝聚。盐湖中含有大量电解质，因此当河流携带的胶体与盐水相遇时，就形成凝胶沉淀，导致三角洲和湖岸沉积中常见到大量黏土和氧化铁等胶体沉积物，有时可聚集成铁、铝、锰等沉积矿床。

（3）胶体溶液浓度增大以及溶液的 pH 值变化引起胶体凝聚。其原因一方面是浓度增大造成胶粒碰撞机会增多，另一方面也增大了原先存在于胶体溶液中的电解质浓度。而不同的矿物析出对溶液的 pH 值要求也不一样，例如高岭石在酸性介质（pH=6.6～6.8）发生凝聚，而蒙脱石则在碱性介质中（pH>7.8）才能凝聚。

（4）穿透能力较强的辐射线可使某些胶体凝聚，放射线照射、毛管作用、剧烈的振荡以及大气放电等都可导致胶体的凝聚。

此外，由于温度升高导致布朗运动加剧，增加相互碰撞聚沉的机会。因此，在其他条件相同时，胶体凝聚强度随温度的升高而增大。

2.3.1.2 真溶液的搬运和沉积

氯、硫、钙、钠、镁、钾等多呈离子状态溶解于水中，即呈真溶液状态搬运；在某些特殊环境下，铁、锰、硅和铝也可呈离子状态在水中搬运。可溶物质的溶解、搬运和沉淀首先取决于溶解度，就物质本身来说与其溶度积常数有关。在一定温度下，难溶电解质的饱和溶液中，离子浓度的乘积为一常数，称为难溶电解质的溶度积。在一定温度下，组成该化合物的离子浓度在水中的乘积超过了该物质溶度积时，表明处于过饱和状态，该物质即可能沉淀析出；反之则要溶解。当溶液中某物质的离子浓度乘积，若根据溶度积来判断物质沉淀－溶解平衡移动的原理，称为溶度积规则。如硬石膏的溶度积为 6.1×10^{-5},当溶液中$[Ca^{2+}]\times[SO_4^{-2}]$等于或大于此值时，硬石膏即析出；小于此值时，则硬石膏溶解。

真溶液的搬运（溶解）和沉淀除受主要因素溶解度（溶度积）控制外，还受介质 pH 值、Eh 值、温度、压力以及 CO_2 含量等因素的影响。

1. 介质的酸碱度（pH）。各种物质从溶液中沉淀出来都需要一定的 pH 值条件，pH 值的影响因溶解物质而异。但是 pH 值对氢氧化物和氧化物的影响较大，对易溶盐影响不大。此外，某些物质沉淀时所需的 pH 值会受到其他离子的影响（图 2.12，2.13）。

图 2.12 SiO_2 及 $CaCO_3$ 的溶解度与介质 pH 值的关系（Correns，1950）

图 2.13 Al_2O_3 的溶解度与介质 pH 值的关系（Correns，1950）

2. 介质的氧化-还原电位（Eh）。Eh 值对铁、锰等变价元素的溶解和沉淀影响较大，而对有些元素，如铝、硅等几乎毫无影响。

3. 温度与压力。温度与蒸发作用（压力大小）可以改变化学反应的进行方向和溶液浓度。物质的溶解度一般随温度的增高而加大。温度尤其对钙、镁的硫酸盐，钾、钠的碳酸盐、硫酸盐和氯化物等易溶物质的影响较大。但总的来说，由于地表温度变化相对不大，故影响有限，但在特殊条件下其对溶解度的影响可增加几倍。温度还改变反应方向，如降低温度有利于化学平衡向放热方向移动，反之则相反。压力增大时，化学平衡向着气体摩尔总数减少的方向移动，反之则相反。压力对溶解度的影响不大，但对溶液中 CO_2 含量的影响却很大。

4. 溶液中 CO_2 含量。CO_2 含量对碳酸盐的沉淀和溶解有很大影响，其反应式如下：

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Ca(HCO_3)_2$$

当二氧化碳分压（P_{CO_2}）增大时，即水中 CO_2 浓度增高，平衡向右移动，生成 $Ca(HCO_3)_2$，$Ca(HCO_3)_2$ 比 $CaCO_3$ 溶解度大得多。反之，水中 CO_2 浓度减小，$CaCO_3$ 就发生沉淀。

水中的 CO_2 含量与温度、压力有关。随着温度升高，CO_2 含量减少，所以在干旱半干旱湖泊中可见到较多的 $CaCO_3$ 沉淀。随着压力增大，CO_2 含量也增加，例如地下水因压力较大，故 CO_2 含量比地面水浓度大，因而在石灰岩溶洞中以及温泉出口处可见到较多的石钟乳、石灰华等碳酸盐沉淀。

5. 离子吸附作用。某些元素可通过离子吸附作用而沉淀下来，这就使得溶液中浓度不高的元素以及某些不易富集的极为稀散的元素得以沉淀，甚至富集达到工业品位矿产。吸附能力最强的是一些胶体物质，凡是在溶液中附着于胶体的能力大于水化能力的阳离子均可被吸附于胶体表面。

由此可见，溶解物质的搬运和沉淀是与一定的地球化学条件密切相关。因此，化学沉积物可作为判断沉积环境的良好标志之一。

当然，胶体物质和某些真溶液物质如磷酸盐和碳酸盐及一些铁质矿物，当从溶液中析出后，也可能以颗粒形式经机械搬运再沉积。此时，这些沉积矿物则受水动力即物理因素控制，表现出与碎屑沉积物相同的沉积特征，这些颗粒称为异化颗粒，其环境判别另作别论。

2.3.2 湖泊化学沉积作用

湖泊化学沉积作用受气候条件的控制最明显，故不同的气候区的化学沉积物差别很大。

2.3.2.1 潮湿气候区湖泊化学沉积作用

潮湿气候区降水充沛，湖泊多为淡水类型。潮湿区由于陆地化学风化作用和生物有机地球化学作用强烈，矿物分解彻底，故不仅 K、Na、Ca、Mg 等易溶性盐类组分可呈离子状态迁入湖中， 而且 Fe、Mn、Al、Si、P 等较难溶解的化合物组分也能成为胶体溶液或离子溶液进入湖水中，并成为潮湿气候区湖泊化学沉积的重要组成部分。

淡水湖泊中化学及生物沉积，类型多样，形成条件也差别较大。湖泊沉积物中虽然化学和生物成因的沉积物，只占沉积物总量的很小部分，但通过沉积物地球化学的研究，可发现这些沉积物中包含了当地气候学、水文学、沉积学以及湖泊环境等方面的丰富信息。因此，运用沉积物地球化学的分析研究，可以获得认识和了解区域自然地理条件、地球化学条件、气候条件等环境及其变化的特征。

淡水湖泊中的主要化学沉积是碳酸盐类化学沉积物。淡化硬水湖中沉积物的成分视碎屑注入有无碳酸盐、二氧化硅以及有机物质的混合情况决定(Dean,1981)。在碎屑沉积物占次要地位的大多数硬水湖中，碳酸钙可能成为重要成分。人们一般认为这种碳酸钙沉积为化学成因，因为，温度和二氧化碳平衡的变化能引起方解石、文石的沉淀。

碳酸盐有以下四种来源(Kelts，1978)：

①无机沉淀的原生碳酸盐：通常由于生物活动所致，其次因温度、蒸发量变化和水体混合等物理过程造成碳酸盐矿物沉淀。

②生物的介壳等钙质构造成分。

③来自流域的外源碎屑碳酸盐。

④沉积后期的物理化学作用产物。

钙质介壳，包括头足类、软体类和介形类的壳体，一般分布于沿岸地带。Dean(1981)估计，在较小的泥灰质湖泊化学沉积物中，轮藻每年在每平方米面积内沉淀数百克碳酸钙。在较大的湖泊中，开阔水域浮游生物沉淀碳酸盐的作用要比近岸固着的轮藻大的多。然而，与海洋相比，湖泊中造碳酸钙物质的浮游生物相当少。

1.沿岸带环境

在这一带，化学沉积物主要呈被膜状和皮壳状。沉积物可以由粗砂质滩地急剧变为显植物产生的碳酸盐沉积。近岸区稍深处，轮藻占主导地位，并形成藻微晶的“砂状”相，单个晶体极小，聚合体成不规则的多孔集合体状（王云飞等，1989）。更深湖泊沿岸带环境常由富含腹足类和介形类贝壳的灰泥组成。近岸碳酸盐沉积常呈无沉积构造的小丘和透镜体等外形。

2.深水带环境

大型较深水湖泊中，由微体植物生物化学沉淀的方解石可能遍布于全盆地，形成碳酸盐层。一些近岸灰泥也可由浊流带至深水区。深水沉积物主要通过水体重力沉落方式沉淀。由于盐度相对较低，絮凝机会减少，故沉降缓慢，且受季节控制，故许多湖泊中，最终形成遍布盆地的细纹层状富含有机质的石灰岩。

2.3.2.2 干旱气候区湖泊化学沉积作用

多为封闭湖泊，湖水在干旱的气候背景下蒸发消耗强烈。因此，河流或地下水带来的盐分长期积累在湖泊中，致使湖水盐度增大，变成咸水湖甚至盐湖。在湖水逐渐咸化的过程中，溶解度小者首先沉淀，其沉淀顺序大致为碳酸盐、硫酸盐、氯化物。据此将将典型的盐湖沉积划分为四个阶段。

碳酸盐阶段：湖水在咸化初期，溶解度较低的碳酸盐先达到饱和而结晶沉淀。钙的碳酸盐沉淀最早，镁碳酸盐次之，先后形成 $CaCO_3$（方解石）、$MgCa(CO_3)_2$（白云石）、$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$（苏打），$Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$（天然碱）。若湖水中含硼酸盐，则可出现硼砂，此类湖泊称碱湖或苏打湖。

硫酸盐阶段：湖水进一步咸化，水深变浅，溶解度较大的硫酸盐类矿物沉淀下来，形成 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$（石膏）、$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$（芒硝）、Na_2SO_4（无水芒硝）等矿物，这类盐湖又称为苦湖。

氯化物阶段：湖水进一步浓缩，残余湖水浓缩成为可供直接开采的以氯化钠为主的天然卤水。在湖水继续蒸发时，食盐（NaCl）、光卤石（$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$）和钾盐（KCl）开始析出，此类湖泊称为盐湖。

沙下湖阶段：当湖泊全被固体盐类充满，全年都不存在天然卤水，盐层常被风成碎屑物覆盖而成为埋藏的盐矿床，盐湖的发展结束。

干旱气候区湖泊化学沉积作用通常发生在水文封闭的湖盆条件，且蒸发损耗量高于注入水量，但又必须有充分的流入量以便带入足够多的化学溶解物质。根据现代盐湖的形成分析，山脉背风区和山间盆地是较有利形成盐湖的区域。但沙漠地区的湖盆，在长年不断的泉水补给或足够的暂时性降雨的气候背景下，也可形成盐湖，如广泛分布的柴达木盆地的盐湖。大型盐湖盆地多为构造成因，另外，火山作用亦可形成封闭湖盆。

封闭盐湖的重要特点是湖面波动强烈，高水位时为湖区，完全干涸时为盐湖带。当湖心干涸后，形成暂时性盐湖环境，干湖中部的盐塘可以季节性地也可数十年一次地被淹没。对于干旱区各种封闭水体，蒸发浓缩和脱气的结果，首先是方解石的饱和，当方解石和石膏等矿物沉淀后，影响残余水体组成的化学成分，导致不同类型盐湖矿物的沉淀析出。

2.4 沉积分异作用

母岩风化产物以及其他来源的沉积物，在搬运和沉积过程中在适当环境下会按照颗粒大小、形状、相对密度、矿物成分和化学成分在地表依次沉积下来，这种现象称为地表沉积分异作用。沉积分异作用可分为两类：①机械沉积分异作用：主要受物理作用支配的沉积分异作用。随着搬运介质速度的降低，被搬运物沿搬运方向按颗粒大小或矿物比重依次沉积下来。一般说来，颗粒粗的先沉积，细的后沉积。按矿物比重，大的先沉积，小的后沉积，此外，机械沉积分异作用还可形成许多有经济价值的砂矿，如金、铂、锡石、金刚石等。②化学沉积分异作用：主要受化学原理支配。溶液由于它们的溶解度、浓度不同以及溶液的化学成分、温度、酸碱度等因素的影响，常常形成一定的沉淀顺序。一般情况下，按照氧化物→硅酸盐→碳酸盐→硫酸盐→卤化物的顺序沉淀。

2.4.1 机械沉积分异作用

普斯托瓦洛夫认为，决定机械分异的主要因素是颗粒大小、形状、相对密度以及搬运介质的性质和速度。首先，沉积物会按照颗粒大小和相对密度发生分异（图 2.14、图 2.15 所示）。这就有可能使相对密度大而体积小的矿物与相对密度小、体积大的矿物富积形成有开采价质的沉积矿物，如砂金矿。

图 2.14 沉积物按颗粒大小分异的示意图（普斯托瓦洛夫，1954）

图 2.15 沉积物按颗粒相对密度分异的示意图（普斯托瓦洛夫，1954）

颗粒形状也会影响着物质分异，片状矿物易悬浮而搬运得远些，等轴粒状矿物只能近距离搬运；作滚动搬运的颗粒和圆度、球度高的矿物，相对更利于被搬运。

颗粒的相对密度和形状与矿物成分和晶形密切相关；颗粒大小与矿物的物性如解理、脆性、硬度等有一定关系，而且影响颗粒被磨蚀和破碎的难易程度。因此，机械沉积分异在一定程度上被认为是依矿物的成分分异，所以，随着搬运距离的增长，稳定组分增多，重矿物含量减少。

2.4.2 化学沉积分异作用

普斯托瓦洛夫提出的化学沉积分异顺序如图 2.16 所示。图 2.16 中各分异阶段不是截然分开的，而是逐渐过渡彼此重叠。影响分异顺序的主要因素是矿物溶解度，一般情况下沉积矿物按溶解度从小到大依次沉淀。但实际上，影响化学沉淀的因素还很多，所以该分异顺序是一般的图示，自然界的实际顺序远比理论上的序列复杂得多。

图 2.16 物质的化学沉积分异示意图（据普斯托瓦洛夫，1954）

2.5 湖泊沉积的生物作用

2.5.1 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相当重要，它不仅可使溶解物质大量沉淀，还可使部分黏土物质和内源粒屑物质，以及大量被大气迁移的元素沉积下来。自从地球上出现生命以来，生物就参与了沉积作用，并且随着地质历史的进展，生物在沉积和沉积矿床形成的的意义也越来越大（周启星等，2001）。在各类生物中，尤以藻类和细菌等微生物对沉积作用的贡献最大，这不仅由于这类生物的繁殖快、分布广、数量多、适应性强，而且在地质历史中出现很早，被认为是最早的生命记录和若干重要沉积矿床的贡献者。31 亿年前无花果树群中的生物遗迹，就被认为属蓝藻类；前寒武纪地层中广泛分布的叠层石即与藻类有关，早在 25 亿年前的太古代末期就已知存在生物沉积作用（曾允孚，

1986）。

生物的沉积作用首先表现在生物遗体直接堆积形成岩石或沉积矿床。生物的生命活动是一个从发育、生长、衰亡的相当复杂的生理过程，不仅可以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、硅等无机盐和生物分泌作用形成外壳和骨骼。

生物的沉积作用还表现为间接的方式，即在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。还可以在生物的生命活动过程中通过捕获、黏结或障积等作用使物质发生沉积，即生物物理沉积作用。当然，与沉积作用有关的生物生理作用与生物化学作用或生物物理作用有时很难严格的区分开。

2.5.1.1 生物遗体直接堆积

生物的有机质部分在被埋藏后，经长时期生物有机地球化学演化，可形成石油、天然气和煤，以及油页岩等矿产资源。无机的生物外壳和骨骼经富集，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。有些生物原来就群体生活，在生活过程中通过生物分泌物及生物黏结作用形成坚固骨架而保存在沉积物中。

大部分生物的无机硬体部分是通过生物分泌作用形成的，唯有钙质藻类的“骨骼”，多数是通过钙化作用形成的。藻类是植物，本身原无骨骼或硬壳。但藻类在生命活动过程中可吸收大气二氧化碳，形成钙质沉淀于细胞内外以及叶状体表面，即钙化作用。至于钙化作用的机理，多数学者认为与藻类新陈代谢和光合作用有关，是藻类的生理与生物化学作用紧密结合的产物。

此外，无脊椎动物的排泄物——粪球粒，也可大量堆积经成岩作用形成岩石，如球粒石灰岩。

实际上，生物的生长与周围介质的物理化学条件往往具有一致性，介质中某些物质的浓度高，可有利于某种生物的生长繁殖。如介质中 SiO_2 或 $CaCO_3$ 浓度大，则硅质或钙质生物就繁盛。只有这样，生物才能从周围介质中吸取硅质或钙质组成其外壳，否则即使已形成外壳，由于介质浓度低，残留的部分还会发生重新溶解。

2.5.1.2 生物的间接沉积作用

1.生物化学沉积作用

生物在其生命活动过程中或生物遗体分解过程中要产生大量 H_2S，NH_3，CH_4，O_2 等气体或吸收大量 CO_2 气体，影响介质环境的物理化学条件，从而促使某些物质溶解或沉淀。其中最明显的实例是 CO_2 含量变化促使 $CaCO_3$ 沉淀。例如，当植物的光合作用，每生成 1 g 糖类时就有 3.3 g $CaCO_3$ 沉淀，由下列反应完成：

（1）$\boldsymbol{Ca^{+} + 2HCO_3^{-} \Leftrightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2}$

（2）$\boldsymbol{6CO_2 + 6H_2O + 2822J \xrightarrow{\text{光+叶绿素}} C_6H_{12}O_6 + 6O_2}$

2.生物物理沉积作用

机械方式的生物间接沉积作用主要表现为：

（1）藻类的捕获和黏结作用：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，这种黏液能捕获和黏结水中的碳酸盐颗粒，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及其他藻纹层沉积物。

（2）生物障积作用：当流水流径丛生有枝状珊瑚或枝状藻类的地区时，因流速受阻，流水中所携带的沉积物即沉积成障积岩。实际上类似于地表植被造成的风沙障碍堆积，只不过是发生于水下的生物障积作用（贾振远等，1989）。

2.5.2 生物扰动作用

所谓生物扰动作用系指生活于充氧条件下的草食性鱼类和其它大、小动物对湖底沉积物所造成的机械混合作用。这种作用尤其对韵律状纹理的形成极为不利。在湖泊中，不同的底栖生物显示不同的扰动活动，而且在时间和空间上，呈不规则状分布。

2.6 沉积后作用

沉积物沉积以后，由于温度、压力、地层水等作用，会使其由疏松的沉积物变成坚硬的岩石，当沉积岩埋藏到一定深度又会向变质岩转化，也可能由于构造抬升或基准面下降使沉积岩暴露于大气中发生风化作用。在沉积学一般把沉积物形成后到变质作用或风化作用之前所发生的作用统称为沉积后作用，包括同生、成岩、后生、表生等阶段的变化，总称为沉积后变化。

沉积后变化的每个阶段又可细分为若干亚阶段或亚时期。由于黏土对沉积条件变化反映最灵敏，所以黏土和黏土质岩石（泥质岩）常作为压力变化的良好标志；煤和碳质有机物（烃类）对温度变化最灵敏，因而镜质体反射率和折光率常可作为沉积后变化阶段细分的重要标志。各类沉积岩的成分、单矿物及其组合、沉积岩的密度及孔隙度、结构及构造、牙形石的颜色变化等，均可作为沉积后变化的各个阶段的鉴别标志。然而，不同地区、不同地质历史、不同岩石类型的各个阶段变化不同，过程复杂，故沉积后变化的阶段常常难以准确划分。

沉积物形成的各个阶段所发生的物理、化学以及生物作用，决定了沉积层的成分、结构、性质以及其他许多特点。煤、石油、天然气及许多层控矿床的形成和聚集，都与这些特点有关，特别与沉积期后变化的不同阶段有关。

2.6.1 沉积后变化的阶段划分和特点

2.6.1.1 同生作用

系指沉积物沉积下来后，与沉积介质还保持着联系，沉积物表层与底层水之间所发生的一系列作用和反应，包括沉积物在埋藏前搬运与沉积过程中所发生的物理、化学和生物的变化。在这个阶段中沉积物的上部还没有和沉积介质脱离，常呈胶体状态，所含水分也较多，因而沉积物质点之间以及沉积物质点与周围环境中的物质之间同时进行相互作用，表现在一部分矿物被溶解，另一部分由于介质条件发生改变逐渐固结而进入成岩作用阶段。

在湖泊系统中，达到湖底沉积质点静止并固定在沉积物表面，不受扰动而达到平衡的环境条件往往与底层水的性质有关，而底层水的性质则与湖泊物质循环状况、沉积速率等关系密切。当湖泊水循环好、底部氧气充足时，则发育喜氧细菌，导致沉积物中有机质的分解产生 CO_2、pH 值降低，不利于沉积物原始结构的保存。在水循环很差的湖泊中，水体处于停滞状态，沉积物中的有机质受厌氧细菌的作用，产生 H_2S，使底层水被污染而缺乏底栖生物，因而形成暗色、水平层理保存完好的微—薄层状泥质沉积物，当 H_2S 消耗尽 pH 值有时偏高（姜在兴，2003；刘宝珺，1980）。同生作用带的浓度下界，从沉积物表面向下延伸，一般不超过几十厘米，它取决于湖泊的深度、有机质的数量、堆积的速度等条件。

2.6.1.2 成岩作用

系指松散沉积物脱离沉积环境而被固结成岩期间所发生的作用。成岩作用始自沉积物沉积后被一薄层新的沉积物掩盖而与原来的沉积环境隔绝之时起，包括了沉积物固化和形成沉积岩之前的各种物理、化学和生物的变化。在成岩作用阶段，沉积物被埋藏后，与底层水逐步隔绝，沉积物的质点只与孔隙水发生作用。在此阶段，引起成岩变化的一个重要因素是厌氧细菌，这种细菌分解有机质及空隙水中的 SO_4^{2-}，释放出 H_2S，使 Eh 降至-0.4 或-0.6，成为还原条件；当沉积深度越过 H_2S 逸出带 pH 值急剧增大，常可达 9 以上（姜在兴，2003；刘宝珺，1980）。在此种介质条件下，沉积物中早先的高价铁（Fe^{3+}）、锰（Mn^{4+}）氧化物可被还原成低价铁、锰的硫化物 （如莓状黄铁矿、硫锰矿），并有菱铁矿、方解石、鳞绿泥石等伴生，形成这一时期的有代表性的矿物序列和组合。在成岩作用晚期阶段，由于物质再分配，形成碳酸盐、硅质、硫化物及其他成分的结核，沉积物逐渐被固结石化。

在成岩作用中，低温反应通常要放出热量－放热反应，并伴有络合物的形成作用。这对于有机质转化为石油、以及某些元素的迁移、富集和沉淀，都是十分有利的。在富含细菌的还原条件下，许多较大的有机分子和无机分子都会被破坏，植物质要分解，并只保存其最稳定的部分。

成岩作用所持续的时间和分布的深度，取决于物质的成分、结构、有机组分、堆积速率和水的深度等因素。其下界相当于细菌作用消失的深度，此带的厚度一般为 1～100 m，最大到 300 m, 延续的时间可能在 10^3～10^6 年。由于成岩作用是在埋藏不深的地带发生，而且又是发生在无垂直贯通裂隙的沉积物中。因此，成岩期的主要作用是沉积层物质的迁移、重新分配组合，没有或很少有外来物质的参加。作用发生时的温度不高，压力不大，主要是碱性还原条件。它所表现出的特征是自生矿物颗粒不大，新生矿物或其集合体的分布受层理控制，可穿过层理，但不穿过层面。

沉积后演化的成岩阶段是一个相当重要的阶段，有机质经过细菌发酵等作用产生甲烷或低熟油，沼泽植物可形成泥炭。我国柴达木盆地第四系天然气和东南沿海浅层甲烷气及油田发现的中浅层低熟油藏可能主要形成于该阶段。

2.6.1.3 后生作用

后生作用是继成岩作用阶段之后，在沉积岩转变为变质岩之前所产生的一切作用和变化。由于静水压力、负荷压力及构造应力等力的作用，沉积物中可出现大量的裂隙,有助于水溶液的流动,促进后生变化的进程。后生作用的介质为碱性至弱碱性及弱还原条件,或近于

中性的氧化-还原条件。

后生作用阶段因温度、压力高，作用时间长，因而所形成的新生矿物晶体粗大；由于外来物质的加入，新生的自生矿物性质常与本层物质无关，其分布不受原生构造－层理的控制。它既可穿过层理，也可穿过层面。最常见的是交代、重结晶、次生加大等现象。所形成的自生矿物常反映了后生期介质的 pH、Eh 等特点，而且多比重大、分子体积较小的的矿物变种。有机质在该阶段变为成熟至过成熟，形成石油或进一步裂解成天然气。

2.6.1.4 潜在表生作用

是指沉积岩隆升到近地表，在潜水面以下常温、常压或低温、低压的条件下，由于渗透水和浅部地下水的影响所发生的变化。主要通过大气渗透到地下深处所发生的作用，称为潜在表生作用或隐伏表生作用，此种作用基本上是在厌氧细菌条件下进行的；在接近地壳表面，在地下水潜水面以下进行的作用称为浅部表生作用或狭义的表生作用，此种作用的特点是以喜氧细菌条件为主。

潜在表生作用与风化作用往往容易混淆，且有时可互相叠置，但实际上是不同的。风化作用主要是潜水面以上发生的岩石分解和成壤作用，是一种“去石化作用”；而潜在表生作用是在潜水面以下所发生的变化，主要表现为溶蚀、充填、交代以及某些物质的次生富集以至成矿作用。潜在表生作用在碳酸盐岩中表现明显，如形成溶孔、溶洞等，因而改变其储集性能。

2.6.2 沉积后变化的影响因素

沉积物脱离沉积环境进入沉积后变化阶段，实质上是沉积物在新的条件下，重新建立起新平衡的过程。在新体系的平衡过程中，水的作用十分重要，其过程几乎总是在水的参与下进行。当溶液中任何物质的活度系数减小时，都会加大克分子浓度或加大其溶解度。由于所有的盐类在水中都有增大克分子浓度，减小活度系数值的功效，因此，$CaCO_3$ 在 NaCl 溶液中比在纯水中溶解得更完全。而且盐度高的水比相对于纯水具有更高的溶解能力，更有利于物质的迁移。影响这一平衡过程的因素有多个，其中主要的因素是沉积物层间水溶液的性质（溶度积、自由能、pH 值、Eh 值、浓度、溶解气体的状况等）、温度、压力以及沉积物的成分、地球化学性质、地质构造环境以及气候条件等，它们支配着成岩、后生、表生期的各种变化及新生矿物的形成全过程。现将一些主要因素的影响简要介绍如下：

2.6.2.1 自由能

在恒温、恒压条件下，自由能决定着沉积后化学反应进行的方向。当体系处于平衡状态时，体系内各组分的质量、体积及能量都处于稳定状态；体系若达到平衡，当质量、体积等因素变化时，则能量会发生变化。

2.6.2.2 pH 值、Eh 值

成岩、后生及表生作用是在氧化还原电位（Eh 值）和酸碱度（pH 值）及其他地球物理因素等变化较大的环境中进行。介质的 Eh 和 pH 条件对各种矿物（特别是含变价元素的

氢氧化物或氧化物的矿物）的稳定性影响较大，由于沉积物埋藏后的变化通常是稳定相的平衡，Eh 和 pH 值的变化限定了各种矿物的稳定区。

2.6.2.3 温度的影响

温度的重要作用在于它可以影响矿物结晶的地球化学性质、综合剂的电离化、OH^-的活度、矿物的溶解度以及溶液的流动性。沉积物随着埋藏深度的加大，温度逐渐递增，平均地热增温率为 2.5℃/100 m，温度因素能导致：①有机质分解逐渐转化形成复杂的碳氢化合物（煤、石油等）；②温度高低影响着络合物的电离化；③影响 OH^-的活度，在实验室条件下，温度每升高 10℃，反应速率大致增大一倍左右；④影响矿物的溶解度，一般情况温度升高，溶解度加大，而系统内的温度差可促使溶液发生迁移。

2.6.2.4 压力对成岩作用的影响

在上覆沉积物及水体负荷压力的作用下，沉积物发生脱水、压缩、固结等过程。通常认为，沉积物随着埋藏深度加大，孔隙度有递减的趋势。压力还可影响矿物的溶解度，当埋藏较浅时一般只发生机械的压实；而埋藏较深时，则可能出现化学的压实作用。在压力的作用下，矿物的转化趋向于形成分子体积较小的矿物变种。

2.6.2.5 生物对成岩作用的影响

沉积物中所含的有机体，尤其是细菌，对成岩作用的影响较大，其生存和死亡均可造成介质的物理化学条件改变，尤其是 O_2 和 CO_2 的活度及逸度的变化，可引起某些矿物的溶解，以及新生矿物的沉淀。生物活动还可改变介质的 Eh 值、pH 值，促使沉积物发生变化。另外，生物作用还可提供某些物质，例如脱硫细菌的作用可释放出 H_2S，参与形成硫化物。腐殖质在溶解不溶性盐类时可释放出金属离子、溶解矿物和硅酸盐，延迟金属元素的沉淀，并对金属的螯合作用、阳离子的交换、表面吸收等方面起有重要的作用。

除上述各影响因素，另外还有：①物质成分和性质的变化还涉及其自由能、形成络合物的稳定常数等，这些因素可影响物质的成分在溶液中是长期保持迁移状态还是很快沉淀下来；②岩性因素包括其孔隙度和渗透性，决定溶液迁移的快慢和远近；③沉积后变化很大程度上还取决于气候条件，例如在潮湿气候带，可以发生分解作用、成岩作用、后生作用、表生成岩作用等表生作用的全过程。而在干旱环境中，有机质的作用很弱，成岩作用阶段与后生作用阶段的划分不明显，同时由于高矿化度水的上升作用，使得表层盐渍化、碳酸盐化等表生成岩作用显著；④在冰川发育地区和火山活动地区，成岩后生作用的进程也有较大的差别。

2.6.3 沉积后作用的方式

沉积后变化的方式包括下列各种：

（1）压实作用。指在上覆沉积物不断加厚而使其负荷压力增加的情况下，松散沉积物变得比较致密，体积减小，其中的水含量也减少。机械的压实不伴有化学反应；化学的压实作用伴有颗粒间或颗粒与水之间的化学反应及新生矿物的形成。沉积物经压实后，孔隙

度减小，结构与构造发生变化，如出现颗粒的定向性、压溶结构和次生加大结构等。

（2）水化作用，指矿物与水结合形成含水矿物的作用；反之即脱水作用。石膏($CaSO_4 \cdot 2H_2O$)与硬石膏($CaSO_4$)间的转化是这一对作用的典型例子。沉积盆地的沉积过程大多在水介质中进行，因此最初阶段发生的水化作用，是普遍的现象。随着埋藏深度的加大，沉积物固结程度的增强，逐渐会发生脱水的作用。

（3）水解作用，指矿物在水的作用下发生分解的作用。水起着盐基的作用，并提供氢氧根离子。大多数硅酸盐矿物均可发生水解，这与水介质的 pH 值有关，矿物水解过程中可产生金属阳离子的游离。随着 pH 值的变化，矿物可以朝着水解方向进行，也可朝着去水解方向进行。

（4）氧化与还原作用。这一作用与沉积环境和沉积演化的阶段有关。在同生阶段，正常的沉积常处于氧化或弱氧化环境，在成岩期和后生期变为还原及弱还原环境。

（5）离子交换和吸附作用。水中呈离解状态的 H^+和 OH^-与遭受变化的矿物中的离子可以发生交换反应。水电离而产生的 H^+，能置换矿物中的碱金属离子。在成岩、后生阶段，黏土矿物和沸石类矿物等都可进行离子交换或离子吸附作用。某些矿物在吸附一些离子或进行离子交换之后，即转变为另一矿物。

（6）胶体陈化作用。是指胶体脱水、过渡为偏胶体，最后形成稳定的自生矿物的过程，如蛋白石-玉髓-石英的变化就是一个例子。重结晶是后生作用中极常见的现象，在压力增大（或伴有温度的升高）的情况下，变化的趋势是缩小体积及矿物变为分子体积较小的变种。

（7）交代作用是发生在已固化的沉积岩内对已有矿物的一种化学的替代作用，是化学上保持晶形不变的情况下沉淀物成分的转化作用。主要发生在后生期和表生成岩期阶段，经交代后常造成某些矿物的假象。

（8）结核形成。结核是在矿物岩石学特征上（成分、结构等）与周围沉积物不同的、规模不大的包体。它可以产生在成岩的各个阶段，通常是化学的或生物化学的产物。

（9）自生矿物的形成。在成岩期和后生期，会形成与各时期的介质条件相平衡的自生矿物。有一些可作为某些阶段的标志矿物，如成岩期的莓状黄铁矿、菱铁矿、白云石、鳞绿泥石等；后生期的赤铁矿、板钛矿、次生沸石、次生碳酸盐、云母类和自生长石等。

（10）胶结作用指个别颗粒彼此联结的过程。它可以通过粒间矿物质的沉淀、碎屑颗粒的溶解和沉淀、粒间反应等多种方式完成。

（11）固结作用，指松散的沉积物转变为坚硬岩石的过程，常用于表述黏土岩及各种生物化学岩。

（12）石化作用，是最广泛的一般性用语，它表示各种未固结的沉积物转变为坚硬岩石的整体过程。

综上所述，沉积物在经历了成岩-后生作用之后，不仅固结成岩，还发生结构、构造上的变化和形成新矿物（自生矿物）。其中最主要变化有压实作用、压溶作用、胶结作用、矿物的多相转变、重结晶作用、溶蚀作用、交代作用等，它们之间既互相联系又互相影响。

2.7 湖泊沉积作用空间分异的动力学特征

Sly（1978）曾概括地描述了控制湖泊内物质沉积作用各因素的空间和时间及其相互关

系（图 2.17）。从沉积过程中的质点对驱动力响应或能量输入分析，主要的驱动力有：风力、河流补给量以及大气供热等。这些输入方式的作用受湖泊形态、周边地形以及湖泊中占主导地位的水文动态等因素控制。

图 2.17 湖泊对各种自然输入形式的反应图（Sly，1978）

从湖泊沉积学原理分析，区分河流作用控制区与风力-波浪作用控制区具有实际的应用意义。Sly（1978）认为：在以河流作用为主的沉积区内通常不会形成河流羽状水流沉积；而深水沉积作用和浊流沉积作用等与已沉积物质的再次搬运有关的沉积作用并不局限于河口地区。柱状湖泊沉积物的沉积速率是进行环境演化重建的前提，四种主要因素影响着湖泊的沉积速率：

（1）沉积容量，即蓄积湖泊沉积物的能力。在其它所有因素都保持不变的情况下，湖泊容积越大，则截留沉积物的能力越强。

（2）湖泊生物量。内源物质的补给量，即湖泊内的总生物量。

（3）搬运路径及距离。在湖泊的滨岸带沉积外来的物质多，越趋近湖心物质量越少。

（4）沉积物特征。

以上各点也影响着湖泊沉积作用的地理分布特点，包括湖泊沉积物组成、结构以及时空展布特征。图 2.18 显示了抚仙湖现代沉积速率的空间分布状况。抚仙湖以北部三角洲地区的沉积速率最大，达到 60～70 cm/ka；其次是河口段，一般在 60 cm/ka 以上；北部湖心因受到密度流的影响，沉积速率也达到 50 cm/ka；中、南部湖心的沉积速率最小约 30～40 cm/ka。

图 2.18 湖区沉积速率分布图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

2.7.1 河口区

2.7.1.1 三角洲的沉积作用

在河流注入湖泊的河口区，水流形式复杂，水动力条件变化迅速，但三角洲地区具有类似反向流补偿带的水底射流扩张作用（Jpopling,1960）。图 2.19 阐明了三角洲沉积作用的部分基本原理。三角洲前缘的沉积形式不仅取决于河流与湖滨的作用过程以及沉积物的

图 2.19 三角洲沉积作用原理简易图

A.小型三角洲的溢流分布图，图中点线表示沉降颗粒的理想流径（Jopling，1963；Axelsson，1967）

1.细粒；2.粗粒；3.沉降颗粒的流动路线；4.速度分布；5.沉积物浓度；6.底积层；7.沿河床移动的颗粒的总沉降量；8.回流带；9.零速度迹线；10.无扩散带；11.混合带。

B 通过三角洲粗粒带的理想剖面和断面图（Friedman，1978）

性质，而且也取决于湖盆的地形（楼章华等，1999）。河流作用的结果可以形成扇形、舌形的沉积体，而湖滨作用过程的无序性使三角州总体呈现向外逐渐变缓的趋势，从而使得三角洲的滨线常呈直线形或尖头形。三角洲通常可划分为顶积区、前积区以及底积区（图2.19）。前积区沉积物具有交错层理，而底积区具有水平层理。大于 0.18mm 颗粒的质点搬运是形成前积斜坡的必要条件，前积层的主体由这种分选很好的物质构成。前积区的分布范围取决于沉积物的粒径（沉积物的颗粒越粗，则前积区的范围越大)以及河口地区的湖泊水深状况。当推移质搬运作用停止时，粒径小于 0.18mm 的悬移质的沉积作用使前积斜坡的高度依次降低。前积斜坡的倾角一般为 30º～35°。前积斜坡倾角大小主要取决于沉积颗粒的粒径、分选度、形状及颗粒密度。粉砂、黏土等细粒物质的出现使前积斜坡的倾角变小，并使底积斜坡的倾角增大（图 2.19B）。所以，底积斜坡较稳定，而前积斜坡上的块体迁移比较频繁（图 2.20）。

图 2.20 与进入分层湖泊的河流有关的沉积作用机理图（Phrao，1979）

在大量接受外源物质的湖泊中，三角洲能快速地向前推进。下面以云南地区的深水湖泊抚仙湖的三角洲和半深水湖泊洱海三角洲沉积体系的特征为例进行说明（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）。浅水湖泊由于受水动力条件的限制，往往难以形成典型的三角洲，目前有关报道也较少，在此不作介绍。

抚仙湖三角洲主要在北部和南部发育。北部有约 50 km^2 的湖滨平原，最宽约 8 km，有七条河流入湖，最长的是东大河，长达 20km。水深 50 m 以上湖滨地形的平均坡度为 7°～9°，雨季河流携带大量泥沙入湖。由于在北岸是整个湖区波浪作用最强烈地段，持续的西南季风最大吹程可达 30 km，波高有 1.5 m，所以三角州发育不同于云南的滇池和星云湖(图2.21)，抚仙湖没有形成伸入湖泊的鸟足状或尖头状三角洲，而是呈弧形凹入的岸线(图2.22)，外形上十分类似高度破坏型三角洲。但是在沉积层序上，表现为湖水退缩的建设型三角洲沉积层序和空间上不同沉积类型展布，相应可划分为冲积-湖积平原、三角洲前缘沉积和三角洲底积层三部分（图 2.23）。

图 2.21 星云湖北部三角洲平面分布图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

图 2.22 抚仙湖北部三角洲沉积平面分布图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

图 2.23 抚仙湖北部三角洲沉积剖面图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

1.冲积-湖积平原

位于北部澄江平原，面积约 50 km^2，宽 6～8 km，比降 7‰～8‰，为约 2000 年前湖退所形成的湖滨平原。平原面上发育 7～30 条辫状河道，河流的比降与平原地形基本一致。在这一沉积带，可以明显地划分出三种不同的沉积：①分流河道沉积。由粗砂砾石组成，砾石倾向河流源头，与湖滨砾石层的倾斜方向恰好相反，并构成砾质纵坝；②废弃河道沉积。由河流改道后废弃河床沉积的砂砾层，其上覆盖河漫滩相粉砂和黏土层，具二元结构，发育较好的水平层理；③沼泽沉积。在平原上，分流河道间的低洼地分布有数十个沼泽和池塘(图 2.22)，沉积物为富含有机质的淤泥，其上生长大量水生植物，富含水生腹足类和瓣鳃类软体动物。

2.三角洲前缘沉积

分布范围自湖滨至水深 30～40m，局部可达 50～60 m。这一带沉积既受河流作用，又受波浪和湖流的改造，沉积环境较复杂，但可划分出二种不同的沉积亚相：

（1）河口坝沉积。主要分布在河流入湖口处，由粗砂细砾组成，坝顶面有一系列垅脊。分流河口间为湖滨砾石滩地。

（2）)三角洲前缘斜坡沉积。该沉积又可再细分为二段。①上段沉积，水深小于 10 m，主要由中粗砂至粉细砂组成的席状砂体，有很好的水平层理和波痕，构成三角洲水下的主要砂体区。②下段沉积，自水深 10 m 至 30～40 m，主要为黏土层与黏土粉砂层，呈不等厚薄互层或条带状互层，波痕不发育，但有不少植物残片和贝壳碎片。介形类组合以浅湖、滨湖属种占优势，包括中华土星介和湖纹新介等；从沉积结构所反映的动力特征看，主要是轴状喷流和平面喷流交互作用的产物，即既有密度流，又有非密度流的作用，因而呈现不等厚的条带状互层沉积结构。

表 2.2 表明，三角洲前缘沉积物的中值粒径多在 4～7φ范围内变动，砂和粉砂含量占沉积物总量的 50％以上，其中浅湖部分砂质可占 70％以上。在概率图上(图 2.24)，跃移部份可占总量的 60%～70％，具双向往复水流作用，斜线倾角在 50°～60°，分选较好，曲线形态类似湖滩砂，但斜线倾角较缓。斜坡前缘水较深，悬浮组分的比重增大，占到总量的 80%～90％，概率图上由悬浮和跃移两段组成。在三角州前缘末端有一个较长的过渡带(粒度在 5～7φ间)，表明水流能量减小，逐步向三角洲底积层过渡。

表 2.2 三角洲沉积物粒级组成及参数（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

图 2.24 三角洲前缘沉积粒度概率图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

3.三角洲底积层

分布从水深约 30～40 m 以下至 100m 范围，为棕色和棕褐色黏土与灰色黏土互层，单层厚约 0.5～1 cm。具水平层理及纹层理，有植物和贝壳残片。介形类组合以深水属种占优势，但与深湖沉积相比，又含有一定数量的浅水属种，构成了由三角洲沉积向深湖过渡的环境，但又不同于深湖和湖湾沉积。

沉积层中黏粒含量约占总量的 60％以上。概率图上悬浮部分占 70%～80％以上，跃移部分仅占 10%～20％左右，倾角 20°～30°。说明沉积过程仍然受到水流影响，但能量低，已接近于深湖静水沉积环境(图 2.24)。

相对于抚仙湖深水湖泊的三角洲沉积，洱海三角洲沉积体系以中、小型为主，但数量多、分布广、类型复杂，与抚仙湖三角洲有较明显的差异。按洱海三角洲走向与湖盆轴向的关系，可把三角洲划分为两大类。平行轴向发育的三角洲体系，与区域构造轴向一致，具有获得充沛水量和丰富碎屑物源的良好条件，三角洲体系规模较大，沉积物较细，延伸也较远，以河流三角洲为主；垂直构造轴向发育的三角洲，由于源近流短、湖水作用强，三角洲规模较小，物质较粗，延伸不远，以扇三角洲沉积体系为主。

洱海三角洲按河流动力与湖水动力强度的对比关系，将三角洲划分为建设型和破坏型两大类。洱海东、西部的三角州多为洪水水流占优势下发育的特殊形式的扇三角洲沉积体系。三角洲沉积多表现为砂、砾混杂，黏土含量高，沉积物成熟度低，兼有密度流和牵引流双重沉积特征，属常态三角洲与扇三角洲之间过渡类型(图 2.25)。其形成与流域自然环境条件有关，是断陷湖泊三角洲的一种特有类型，也是区别其它湖泊三角洲沉积体系的一项标志。

图 2.25 洱海西岸三角洲的分布特征

洱海三角洲的沉积模式可归纳为三种。

1．叶状-鸟足状三角洲沉积体系

垂向序列上表现为湖泊一三角洲一河流的沉积序列组合。平面展布上．陆上三角洲平原环境是多平直分流河道，天然提、决口扇位于分流河道两侧，低洼处为分流间洼地或沼泽化环境；三角洲前缘的中间为陆上分流河道向下延伸的水下分流河道，两侧为水下天然堤，前缘是河口沙坝。该沉积体系以北部弥苴河三角洲最典型。

2．尖头状三角洲沉积体系

以南部波罗江为代表。陆上三角洲平原环境与上述类似，前缘带表现为较小规模的河口沙坝或席状沙，发育多道障壁沙坝或水下沙坝，形成典型的沙坝一潟湖沉积体系。

3．扇三角洲沉积体系

河道分布区，两侧为天然堤，部分或大部分露出水面，河道以牵引流沉积为主；扇中是辫状分流河道发育区，河间为洪水漫溢沉积，表现牵引流一重力流过渡水流机制，扇缘因地形平坦，分流河道消失，全为悬浮粒级的低密度流浊流沉积。洱海东、西部众多小型三角洲多属该沉积模式的沉积体。

2.7.1.2 河流羽状水流沉积作用

河流羽状分散作用指较细颗粒随注入湖中的河水以羽状流动和沉积的作用。它不同于射流作用，分散作用是由于河流羽状水流受地球自转产生的科里奥利力影响的结果。在北半球，河流羽状水流的流向沿着湖岸的扩散取决于地貌特征和河流的季节性变化；根据湖水与河水之间密度差的不同，羽状水流以表层流、中间流或底流的方式运移。因此，不同的运移方式将对湖水的分层、河流的扩散作用、湖泊生物量以及湖泊的季节性变化等产生

复杂影响和要素间相互变化，形成湖底沉积物的复杂沉积构造。

河流作用与风力-波浪作用分界线的位置取决于河流入湖水量、河水入湖外延方向以及湖盆形态和湖水的深度等条件。在河流羽状水流直接影响的区域内，其沉积物通常比开阔水域的沉积物粗，沉积物粒度及沉降速率一般随着与支流河口距离增大而呈对数降低。而在间接受羽状水流影响的区域内，沉积物的粒度要比给定水深下正常粒度偏细。河流作用与风力-波浪作用的分界线一般定位在支流水速比较低，而且缺失河流作用的湖水特征地带。

2.7.1.3 湖湾沉积作用

在滨、浅湖地区，由于三角洲、沙嘴、沙坝、水下隆起的障壁沙坝等砂体的遮挡作用，使近岸的局部地区水体受到限制而形成半封闭的湖湾。

湖湾内由于水体流通不畅，波浪和湖流作用弱、又无大河注入，故湖湾水体较平静，湖底缺氧，沉积物以细粒的泥质沉积为主，主要为含有机质丰富暗色粉砂质泥，中间往往夹薄层白云质层，成岩后往往形成油页岩。气候温湿时，水生植物生长繁盛，可发育成泥炭沼泽，形成碳质页岩和薄煤层。在有间歇性物源注入的湖湾环境，沉积物可含有某些正韵律小砂体，可发育粒序层理、平行层理、浪成小型沙纹及低角度交错层理。泥质湖湾沉积中，水平层理和季节性韵律层理发育，有时则形成块状层理，可见泥裂、雨痕、生物潜穴。泥岩颜色较暗。有时见少量的特殊浅水生物。

当湖湾的障壁沙坝或沙嘴向湖心推进时，可形成下细上粗的反旋回沉积层序，自下而上为：湖相块状或发育水平层理的泥岩－障壁沙坝－半封闭湖湾泥岩夹白云岩和油页岩。若沙坝不断向陆地退缩，则出现与上述沉积相反的退积型沉积序列，即自下而上为：半封闭湖湾沉积-障壁沙坝-湖盆沉积（何镜宇等，1987）。

2.7.2 开阔湖区

从沉积学分析，区别内源沉积物及其分布区（开阔湖区）和外源沉积物及其分布区（河口区为主）具有重要意义。依据沉积速率的变化特征，河口地区沉积速率通常比开阔湖区高；以外源沉积物为主的湖泊比以内源沉积物为主的湖泊沉积速率高。在贫营养的坎卢普斯湖中，年平均沉积速率为 20000 g/m^2(Pharo，1979)。

在开阔湖区，以雷诺数值小于 0.5 的较细颗粒沉积物为主，对应颗粒周围的水流多为层流，而且水平速度分量比垂直速度高得多。因此，这些颗粒的沉积作用主要取决于湖泊的水文状况，取决于湖泊是否分层以及风和波浪的作用等。

在河口或湖泊滨岸带的沉积环境中，通常可以应用沉积物粒径参数来表征水流速度参数，通过粒度参数分布图来反映河口区不同空间的能量变化。但在开阔湖区，由于水的能量因素难以用简单的沉积物参数加以表现，需要一系列相关的变量，包括波高、风速、风向、风的持续时间以及有效吹程等，进行综合考虑（图 2.26；图 2.27）。从图 2.26 中显示由湖滨地带进入较深水区，则相关关系较为复杂。因为在以细颗粒沉积物为主的深水区，如果仍以无机颗粒的粒径作为湖水与湖底动力特征间唯一的联系就很难反映湖水的动力特征。因此，人们通常应用沉积学的基本原理，对湖泊开阔水区进行侵蚀、搬运和沉积带的划分，并分别对湖底动力作分析。而在河口地区，由于各种类型的沉积作用都可能同时存在，比如砂层的堆积、粉砂的搬运以及碎屑颗粒的侵蚀等，因此，采用深水区的方法显然

不适用。

图 2.26 不同粒径在单向水流条件下临界侵蚀速度（上面的）与临界堆积速度（下面的）间关系图（经 Sundborg（1956）修正后的 Hjulstrom（1935）曲线）

图 2.27 湖滨带的有效吹程与波高及波高与湖底动力学特征之间的关系图

（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

抚仙湖开阔湖区分布于水深约 35～40m 至 155m 最深湖心，占湖泊总面积 85％左右。沉积类型包括浊积、湖底河道和湖底扇等，但主要以深湖静水沉积为主。沉积物主要为棕色和棕褐色黏土，表层厚 50～60cm，向下颜色逐渐加深，呈现为厚层块状，具水平层理，但未见微层理，为连续的静水沉积过程。沉积物粒径>8φ的黏粒含量占到 60%～80％以上(表 2.3)。在概率图上，呈现出一条由不同的悬浮线段组成的直线段(图 2.28)。

表 2.3 深湖沉积物粒级组成及参数（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

图 2.28 深湖沉积粒度概率图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

另外，河流中季节性洪水含有大量悬浮状态的泥砂形成密度流，在湖盆边缘由于坡度陡，在重力作用下，沿湖底或水下河道流入湖泊中央深水区堆积下来，形成洪水型重力流。此外，湖成三角洲前缘尚未完全固结的沉积物，因受地震或其他构造因素的影响，沉积物发生破裂、滑动并与水混合形成密度流，在重力作用下沿斜坡流人湖泊深水区堆积形成滑塌型重力流。在形态上呈扇状，形成所谓“湖底扇”或“深水浊积扇”，也可呈层状展布或沿深水区沟谷、断凹形成重力流水道的长形堆积体。下面以云南地区的抚仙湖的浊流沉积为例简要说明重力流动力学机制下的开阔湖区沉积特点（中科院南京地理与湖泊研究所，1989）。

分布在抚仙湖的高密度浊流沉积有两种类型，一是某种突发因素引起的水下崩塌、滑坡等造成的高密度浊流在深水环境的沉积。它并不受河流等季节性因素的影响：另一种是沿水下谷地所形成的浊流及水下扇沉积。抚仙湖的现代浊流沉积见于湖的北部和南部，北部自西岸水深约 50m 以下延至 150m 的湖中心，它的主要物源来自西岸的尖山河与路歧河，

浊积体呈扇形展开直伸到湖心地段，沉积面积达 30km^2，占湖泊总面积的 13%，南部浊流体物源来自湖东几条河，浊积砂体沿着狭长的湖底分布，长达 16km，沉积面积亦达 20 km^2 (图 2.29)。

图 2.29 抚仙湖浊积砂体平面分布图（中科院南京地理与湖泊研究所，1989）

1.扇三角洲 2.含黏土沙砾 3.含砾中粗砂 4.粉细砂 5.物源方向 6.取样点

因受物源区气候带和岩性的影响，整个浊积物是一套棕红色、棕色砂泥互层沉积，其沉积层序如图 2.30，下部为棕红色合砾中粗砂层(A 段)，厚 4～6cm，呈粒级递变，向上逐渐过渡为粉砂层和粉砂质黏土层(B 段)，项部为厚层棕红色黏土层(D、E 段)，从砂层到黏土层总厚 25～30cm．上下颜色一致。岩性逐渐过渡，其砂、泥比为 0.02～0.3，尽管来自不同的物源区，但大部分剖面表现为两个沉积旋回，沉积层序基本一致，层位稳定。这也表明它们在形成过程和时间上的一致性。

图 2.30 抚仙湖现代浊流沉积柱状剖面（中科院南京地理与湖泊研究所，1989）

1. 黏土 2.粉砂 3.砂 4.砾石及中粗砂

在湖的北部，整个浊积体自湖滨至中心呈扇形展布。根据浊积体的平面分布特征，大致可以划分三个区(见图 2.30)：①物源区：自西岸的河口湖滨至水深约 50m 处，地形坡度达 10°～11°，为碎屑物质组成的扇三角洲沉积，从沉积物的组成和分布看，它是浊积物质的主要来源区；②驱动或流动区：自扇三角洲前缘至水深 100～120m 地段，湖底坡度 5°～6°，为砂、砾、泥混合组成，泥质含量可占 30%以上，单层厚 6～8cm：向上依次递变为砂层和黏土层。在湖底地形上，并伴有宽达 10～100m，深 1～2m 的侵蚀谷地，反映出具有滑动型浊流沉积特征；③浊积区：分布于 100～150m 深处，沉积物为含砾的中粗砂，向前缘渐变过渡为粉、细砂层，水深 150m 以下的最前缘部分，则以含泥的粉砂为主，堆积形态上呈现为几个大型舌状体，舌状体之间为宽 10～20m，长达数百米的槽状洼地。

2.8 小结

目前沉积动力学的研究以海洋方面最为成熟，有关教材中的沉积学原理多以海相沉积为主要内容，并且多数教材中也没有将沉积动力作用单独列章进行论述。陆地沉积作用的动力学探讨多为河流沉积作用方面的论著，这与河流的水动力特征有关。湖泊水体，相对于海洋来说规模太小，而与河流相比，水体相对稳定。另外，湖泊学的学科发展也相对较新。所以，当前有关湖泊沉积动力学方面的论著很少，有关专题研究也较薄弱。但是，通过对一些沉积类型空间展布特征的动力因子及其过程的了解，探寻动力学机制，对于深刻理解并掌握湖泊沉积学的规律，并应用于指导有价值的经济矿床勘探和古环境的成因分析等研究都具有重要意义。

在本章中，作者参照了目前比较常用的一些沉积学教材，并以水动力的特性为基础，结合生物、化学等沉积影响和驱动作用，将湖泊沉积动力学的一些基本概念进行了较系统的整理和阐述。同时，结合一些沉积实例的分析，以增加对一些动力学概念的理解，力图将抽象的动力学问题转化较为直观的沉积类型和沉积特征的阐述。但是，由于湖泊类型多样，沉积特征复杂，难以在本章中面面俱到，故仅选择一、二个主要类型或有代表性的类型，加以解剖，希望能达到举一反三的效果。另外，若干不同类型湖泊沉积与环境的相关内容，会在本书的其它章节有较多的论述，故本章中不再一一赘述，以免重复。最后，读者如果对沉积动力学方面的知识有兴趣，可以去阅读一些专业教材，比如：流体力学（吴望一,1982）、河流动力学（邵学军等，2005）、海洋动力学（吉尔，1989）等方面的书籍。

参 考 文 献

陈建强. 2004. 沉积学及古地理学教程. 北京: 地质出版社

陈文芳. 1984. 非牛顿流体力学. 北京: 科学出版社

何镜宇，孟祥化. 1987. 沉积岩和沉积相模式及建造. 北京: 地质出版社

吉尔. 大气-海洋动力学. 1988. 张立政译. 北京：海洋出版社

贾振远，李之琪. 1989. 碳酸盐岩沉积相和沉积环境. 武汉: 中国地质大学出版社

姜在兴. 2003. 沉积学. 北京: 石油工业出版社

焦春萌，熊谷道夫. 1991. 湖区风环流对湖泊环流影响的探讨和数值模拟. 海洋与湖沼，22(4): 329～337

莱尔曼. 1989. 湖泊的化学、地质学和物理学. 北京: 地质出版社

李炜，徐孝平. 2000. 水力学. 武汉: 武汉水利电力大学出版社

吝文，姜在兴，向树安等. 2008. 鄂尔多斯盆地大牛地气田下二叠统下石盒子组盒 2 及盒 3 段风暴岩研究. 古地理学报，10(2): 167～174

刘宝珺. 1980. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社

楼章华，蔡希源. 1999. 地形,气候与湖面波动对浅水三角洲沉积环境的控制作用. 地质学报，73(1): 83～92

普斯托瓦洛夫(Л.В.Пустовалов) . 1954. 关于沉积岩石学的现状问题. 刘迺隆译. 北京: 科学出版社

乔树梁，杜金曼. 1996. 湖泊风浪特性及风浪要素的计算. 水利水运科学研究，(3): 189～197

任明达，王乃梁. 1981. 现代沉积环境概论. 北京: 科学出版社

孙顺才，黄漪平. 1993. 太湖. 北京: 海洋出版社

沈照理. 1993. 水文地球化学基础. 北京: 地质出版社

邵学军，王兴奎. 2005. 河流动力学概论. 北京：清华大学出版社

施成熙, 梁瑞驹. 1964. 陆地水文学原理. 北京: 中国工业出版社

王良忱，张金亮. 1996. 沉积环境和沉积相. 北京: 石油工业出版社

王冠民，钟建华. 2004. 湖泊纹层的沉积机理研究评述与展望. 岩石矿物学杂志，23(1): 43～48

王云飞，胡文英，张秀珠. 1989. 云南湖泊的碳酸盐沉积. 海洋与湖沼, 20(2): 122～129

吴望一. 1982. 流体力学. 北京: 北京大学出版社

赵澄林. 2001. 沉积学原理. 北京: 石油工业出版社

赵澄林，朱筱敏. 2001. 沉积岩石学. 第三版. 北京: 石油工业出版社

曾允孚. 1986. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社

周启星，黄国宏. 2001. 环境生物地球化学及全球环境变化. 北京: 科学出版社

中国科学院南京地理与湖泊研究所. 1990. 抚仙湖. 北京: 海洋出版社

中国科学院南京地理与湖泊研究所等. 1989. 云南断陷湖泊环境与沉积. 北京: 科学出版社

Axelsson V. 1967. The Laiture Delta: A study of deltaic morphology and processes. Geografiska Annaler(Series A), 49: 1～127

Clancy L J. 1975. Aerodynamics. London: Pitman Publishing

Cook D O. 1970. The occurrence and geologic work of rip currents of southern California. Marine Geology, 9: 173～186

Correns C W. 1950. Zur geochemie der diagenese. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1(1):49～54

Dean W E. 1981. Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. In: Ethridge F G, Flores R M, ed. Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: Models for Exploration. SEPM Special Publications, 31: 213～231

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

Hjulström F. 1939. Transportation of detritus by moving water. In: Trash P D, ed. Recent Marine Sediments, a Symposium. American Association of Petroleum Geologists, 5～31.

Johnson M A. 1964.Turbidity current. Oceanography and Marine Biology: An Annual Review, 2: 31～43

Jopling A V. 1963. Hydraulic studies on the origin of bedding. Sedimentology, 2:115～121

Kelts K, Hsü K J. 1978. Freshwater carbonate sedimentation. In: Lerman A, ed. Lakes: Chemistry, geology, physics. New York: Spring Verlag, 295～323.

Middleton G V, Hampton M A. 1973. Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. In: Middleton G V, Bouma, A H, ed. Turbidites and Deep-water sedimentation. SEPM Pacific Section Short Couse, 1～38

Middleton G V, Hampton M A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley D J, Swift D J P, ed. Marine sediment transport and environmental management. New York: John Wiley & Sons, 197～218

Pettijohn F J. 1975. Sedimentary Rocks, 3rd ed. New York: Harper and Row Publishers

Pharo C H, Carmack E C. 1979. Sedimentation processes in a short residence-time intermontane lake, Kamploops Lake, British Columbia. Sedimentology, 26: 523～541

Reading H G.. 1978. Sedimentary Environment and Facies. Oxford: Blackwell Scientific Publications

Rubey W W. 1933. Settling velocities of gravel, sand and silt particles. American Journal of Science, 25: 325～338

Rubey W W. 1938. The forces required to move particles on a stream bed. United States Geological Survey, Professional Paper 189E: 121～141

Selley R C. 1968. A classification of paleocurrent models. Jour. Geology, 76(1): 99～110

Sly P G. 1978. Sedimentary processes in lakes. In: Golterman H L, ed. Interactions between sediments and freshwater. Hague: Dr. W. Junk b.v. Publishers, 76～82

Stokes G G. 1850. On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. Trans. Camb. Philos. Soc, 9:8～106

Sundborg Å. 1956. The river Klarälven: a study of fluvial processes. Geogr. Ann, 38A:127～316

本章图表：全部为黑白图表（作者注）

表 2.1 静止清水中沉积物的沉降速度（Rubey,1933） 单位： mm/s

沉 积 物	沉 降 速 度	沉 积 物	沉 降 速 度
极细砂	>3.84	极细粉砂	0.015～0.06
粗粉砂	0.96～3.84	粗黏土	0.00375～0.015
中等粉砂	0.24～0.96	中等黏土	0.0009375～0.00375
细粉砂	0.06～0.24	细黏土	<0.0009375

表 2.2 三角洲沉积物粒级组成及参数（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

深度（m）	岩性	粒度组成（%）			$Md\varphi$	$\overline{X}_\varphi$	$\sigma\varphi$	SK	K
		<4φ	5～7φ	>8φ					
13	三角洲前缘沉积	20.0	58.0	22.0	4.64	5.96	2.41	+0.52	-0.48
44	三角洲前缘沉积	0.5	51.0	48.5	7.85	8.06	2.12	-0.08	-1.36
94	三角洲底积层	0.5	40.5	59.0	8.60	8.45	1.97	-0.31	-0.48
101	三角洲底积层	1.2	29.3	69.5	9.54	8.83	1.93	-0.46	-0.31

表 2.3 深湖沉积物粒级组成及参数（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

深度（m）	岩性	粒度组成（%）			$Md\varphi$	$\overline{X}_\varphi$	$\sigma\varphi$	SK	K
		<4φ	5～7φ	>8φ					
140	棕色黏土	0.5	25.5	74.0	9.33	9.04	1.54	-0.42	-0.02
91	棕色黏土	0	29.0	71.0	9.77	9.11	1.62	-0.39	-0.69
140	棕色黏土	0	36.5	63.5	8.79	8.66	1.71	-0.24	-0.92
112	棕色黏黏土	0	28.5	71.5	9.24	9.06	1.41	-0.24	-0.80

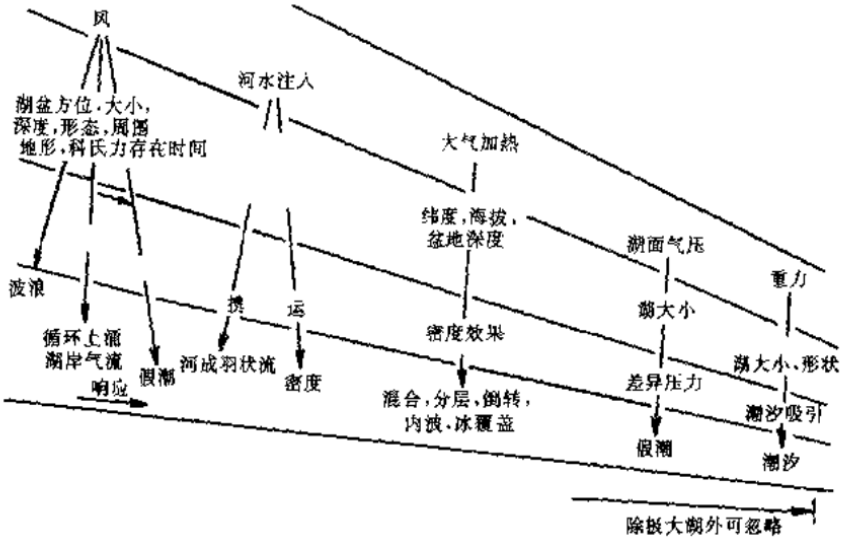

图 2.1 湖泊对各种物理力的响应（据 Selley, 1968）

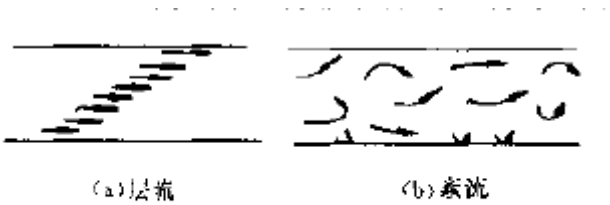

图 2.2　层流和紊流的流动特点

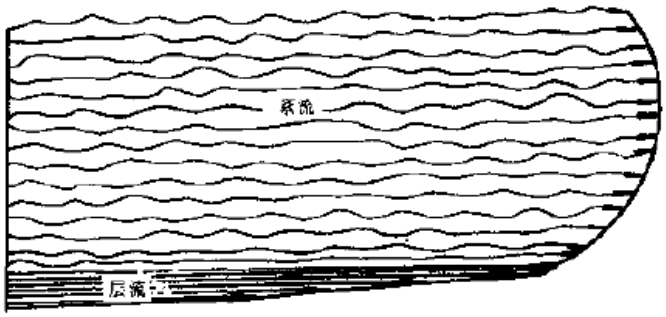

图 2.3 河流中的紊流及层流底层分布（流线长度代表流速大小）

（据 Rubey，1938）

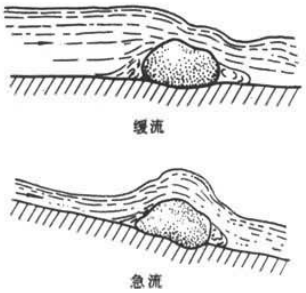

图 2.4 缓流和急流

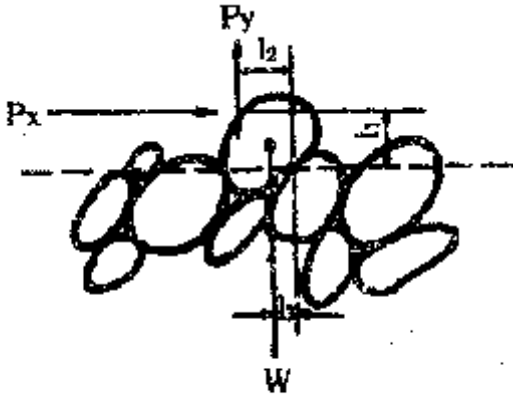

图 2.5 碎屑颗粒的受力情况

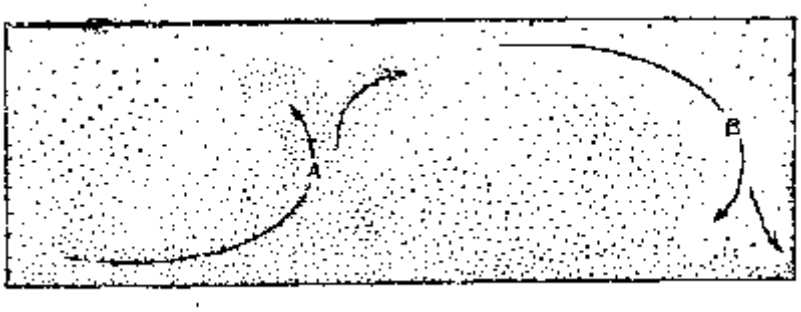

图 2.6 使沉积颗粒呈悬浮状态的漩涡紊流作用

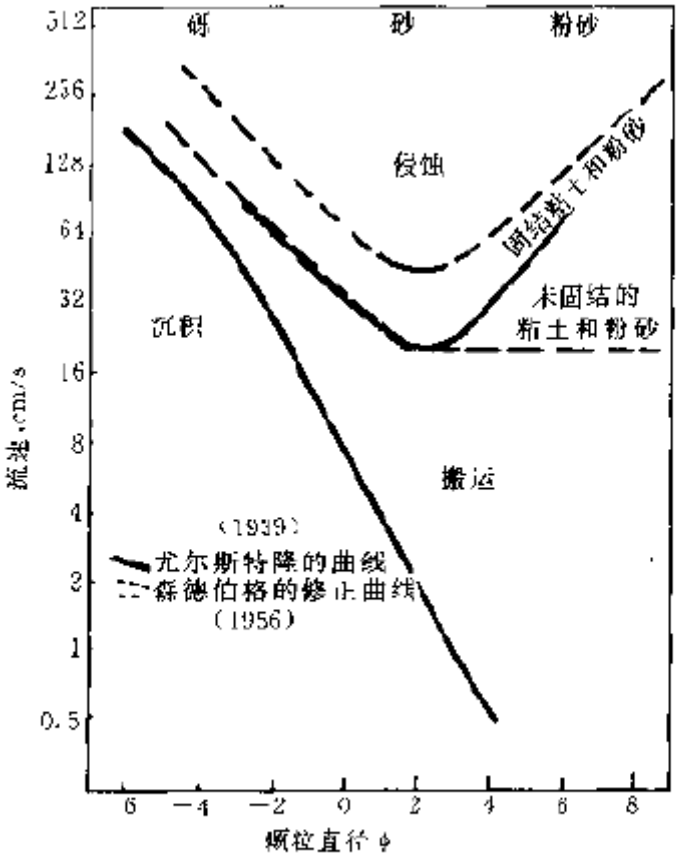

图 2.7 碎屑物质在流水中侵蚀、搬运、沉积与流速的关系（Sundborg，1956）

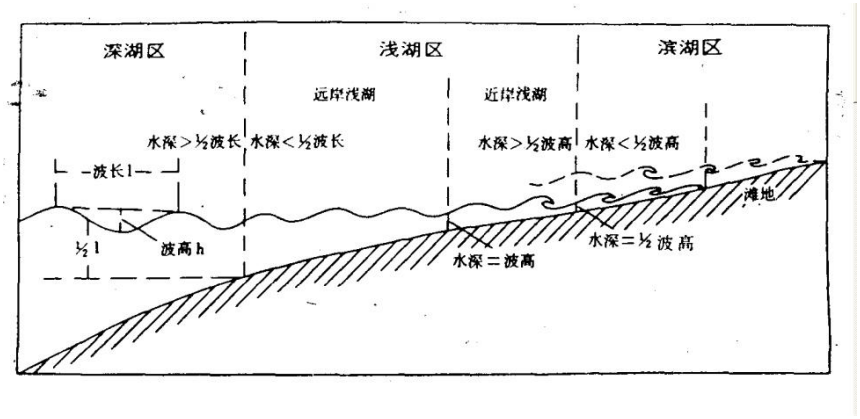

图 2.8 湖泊沉积分异分区图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

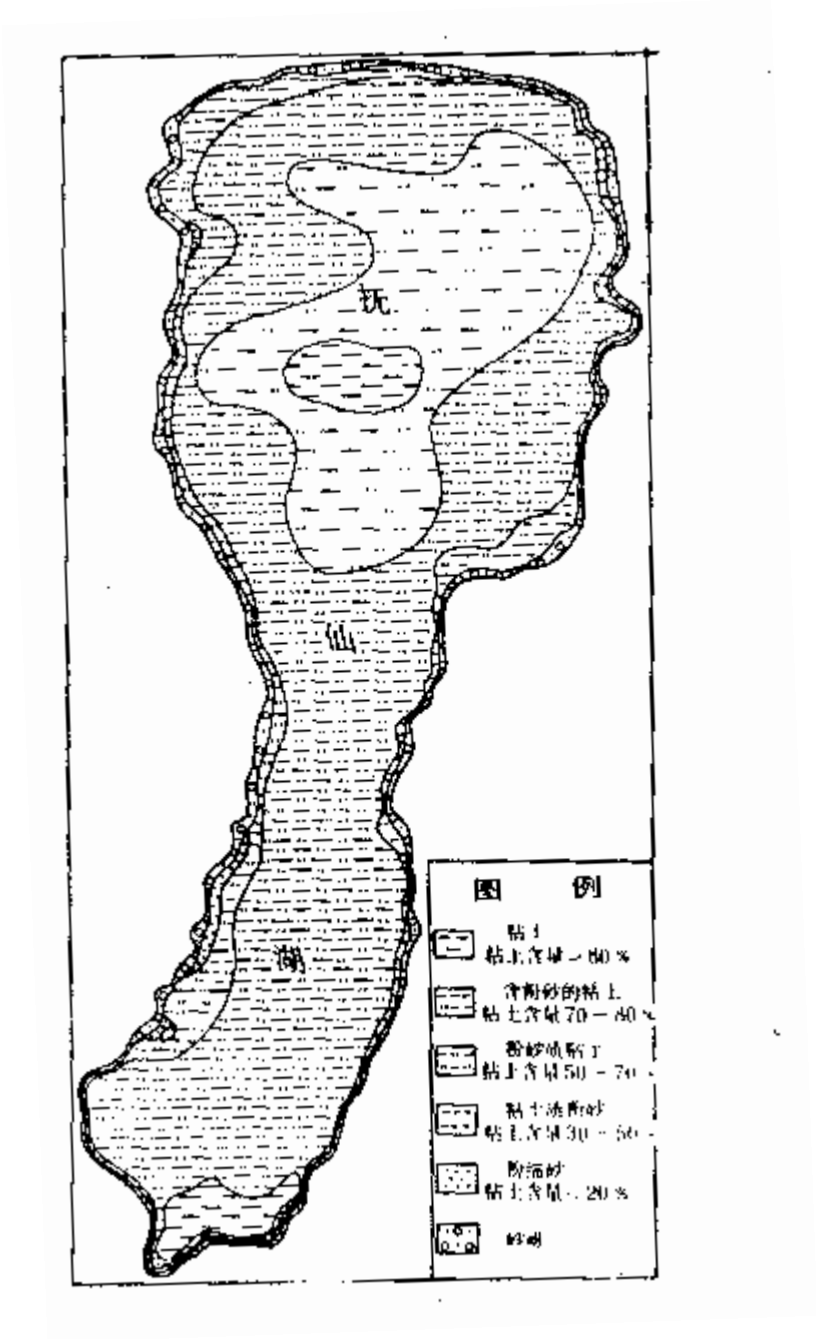

图 2.9 抚仙湖沉积类型图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

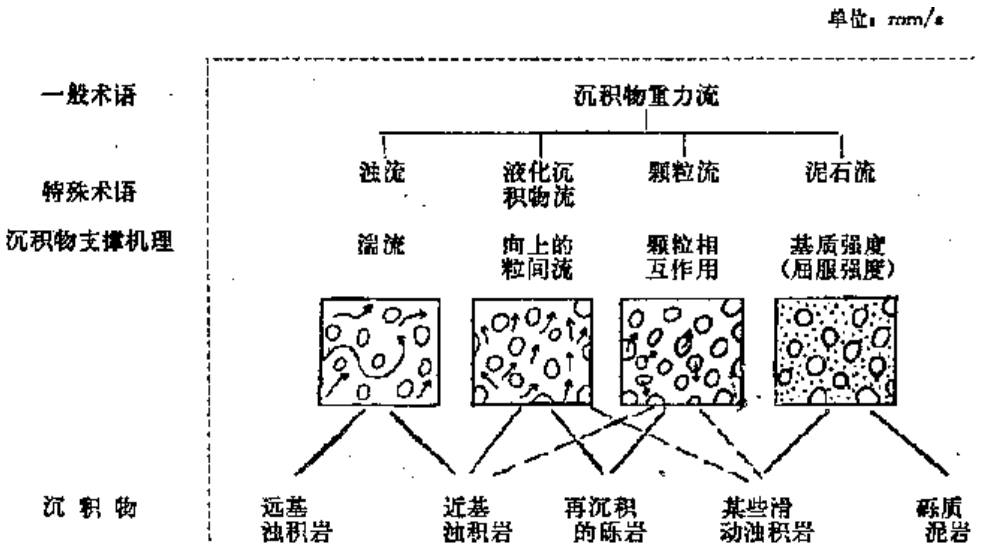

图 2.10 水下沉积物重力流的类型（G.V.Middleton，1973；1976）

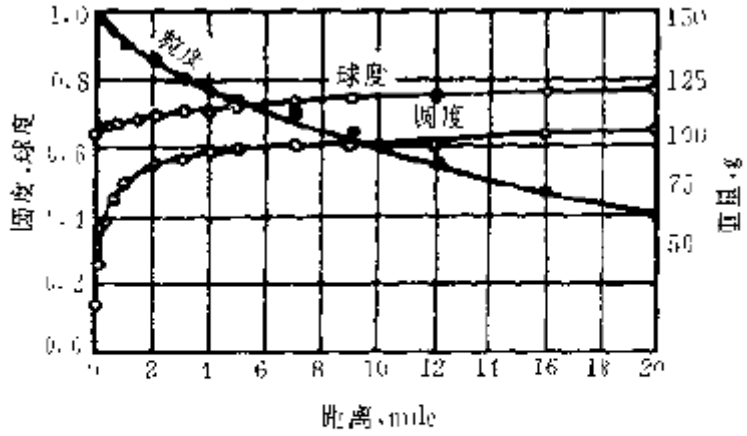

图 2.11 石灰岩碎屑在流水搬运过程中其粒度、圆度、球度变化（Pettijohn，1975）

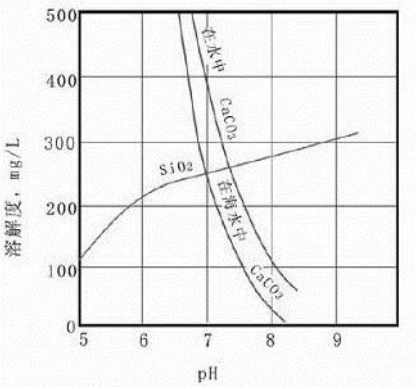

图 2.12 SiO_2 及 $CaCO_3$ 的溶解度与介质 pH 值的关系（Correns，1950）

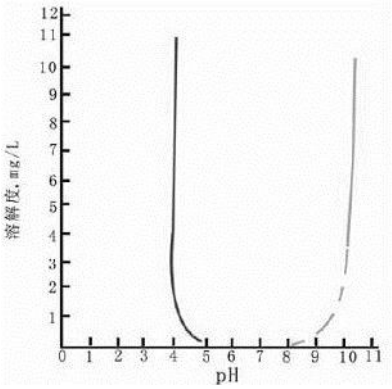

图 2.13 Al_2O_3 的溶解度与介质 pH 值的关系（Correns，1950）

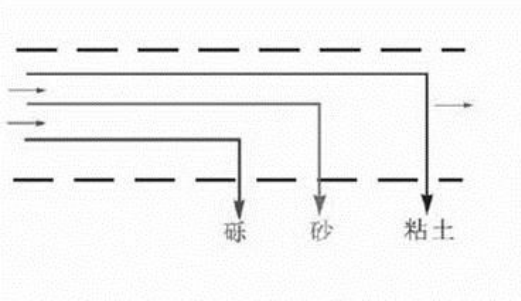

图 2.14 沉积物按颗粒大小分异的示意图（普斯托瓦洛夫，1954）

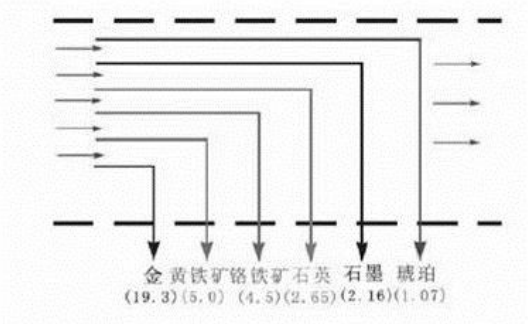

图 2.15 沉积物按颗粒相对密度分异的示意图（普斯托瓦洛夫，1954）

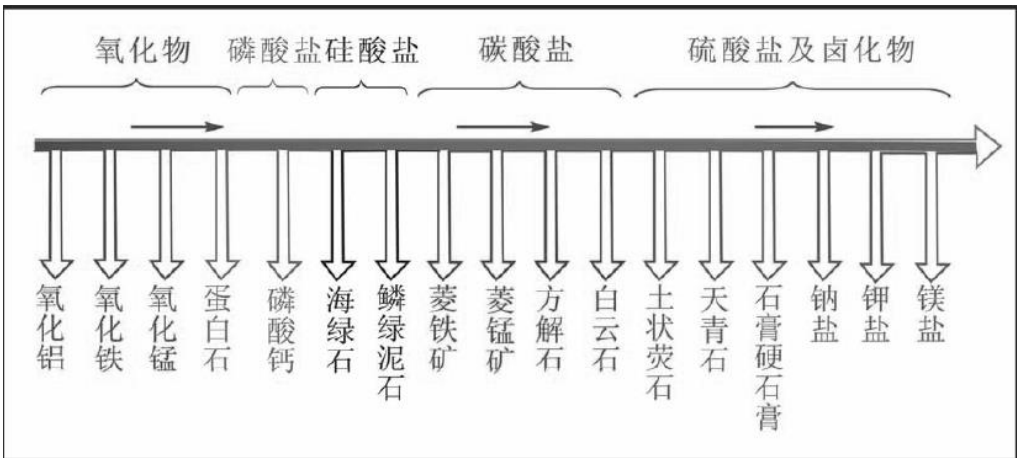

图 2.16 物质的化学沉积分异示意图（据普斯托瓦洛夫，1954）

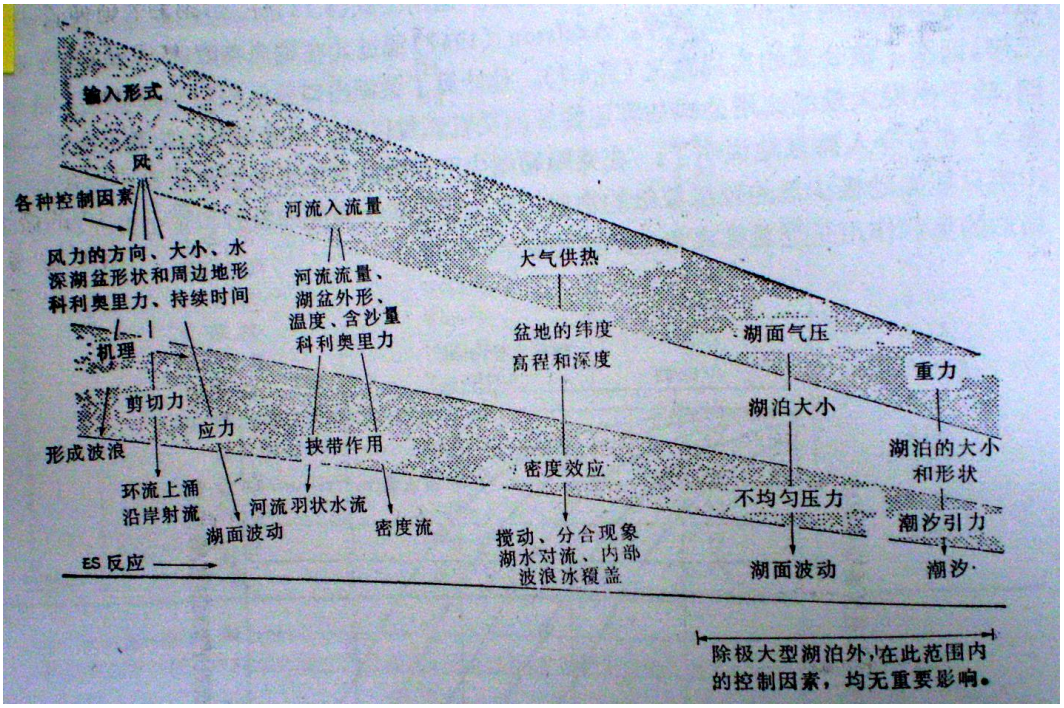

图 2.17 湖泊对各种自然输入形式的反应图（Sly，1978）

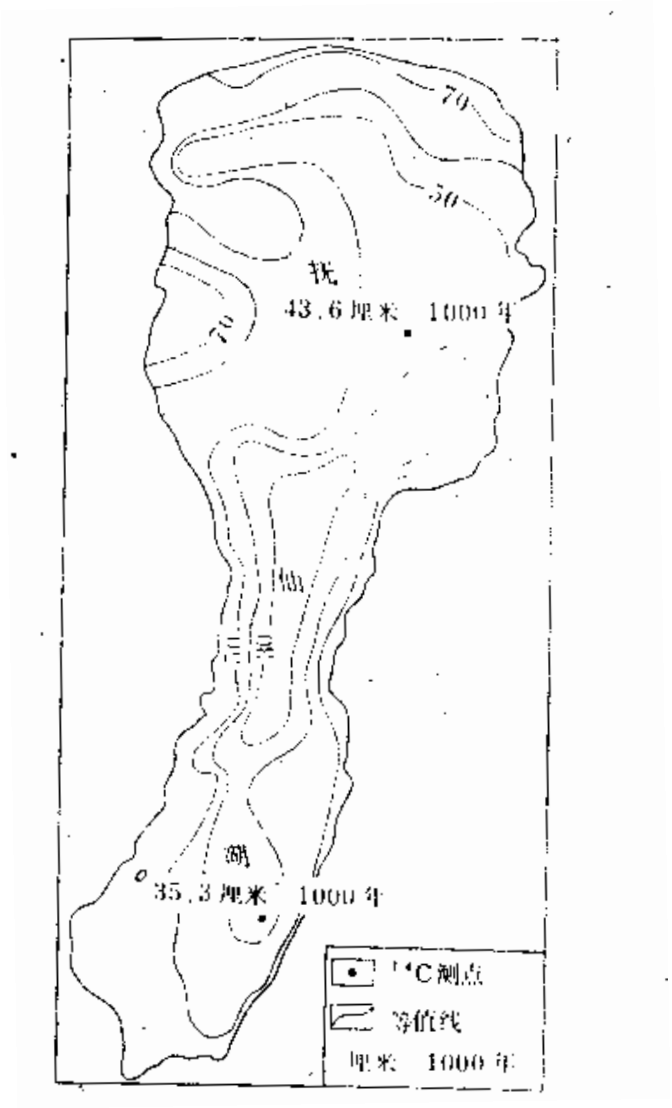

图 2.18 湖区沉积速率分布图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

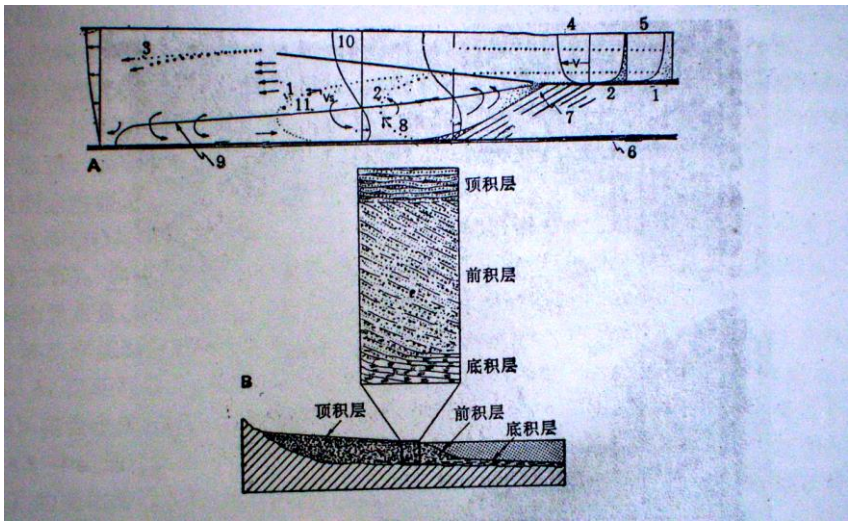

图 2.19 三角洲沉积作用原理简易图

A.小型三角洲的溢流分布图，图中点线表示沉降颗粒的理想流径（Jopling，1963；Axelsson，1967）

1.细粒；2.粗粒；3.沉降颗粒的流动路线；4.速度分布；5.沉积物浓度；6.底积层；7.沿河床移动的颗粒的总沉降量；8.回流带；9.零速度迹线；10.无扩散带；11.混合带

B 通过三角洲粗粒带的理想剖面和断面图（Friedman，1978）

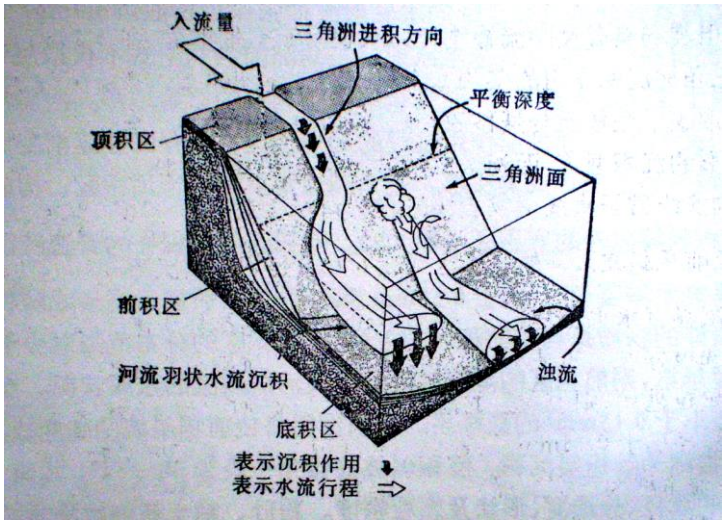

图 2.20 与进入分层湖泊的河流有关的沉积作用机理图（Phrao，1979）

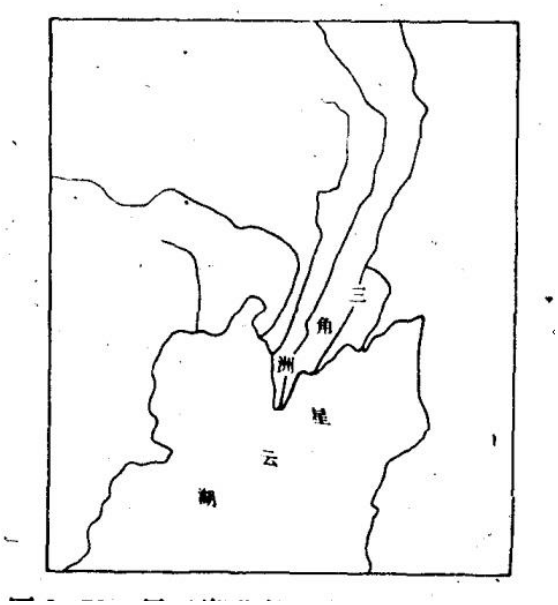

图 2.21 星云湖北部三角洲平面分布图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

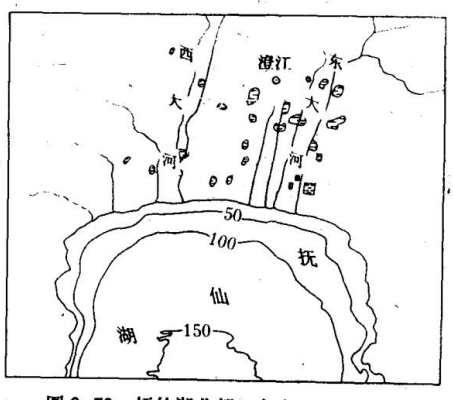

图 2.22 抚仙湖北部三角洲沉积平面分布图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

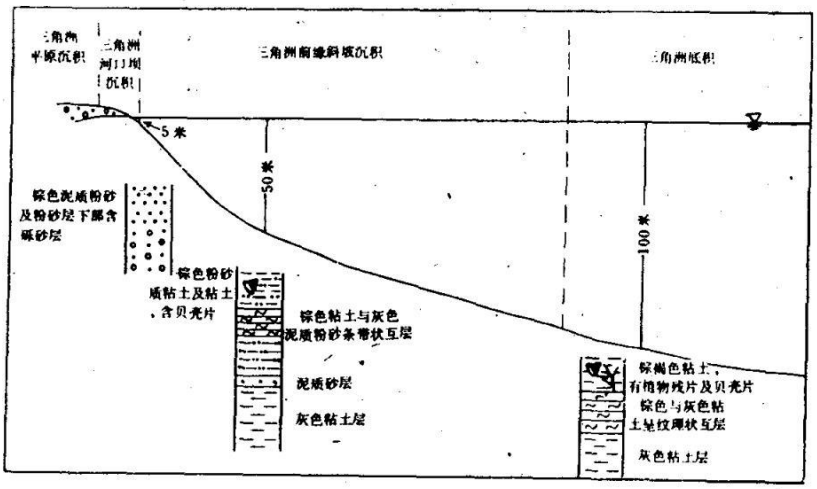

图 2.23 抚仙湖北部三角洲沉积剖面图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

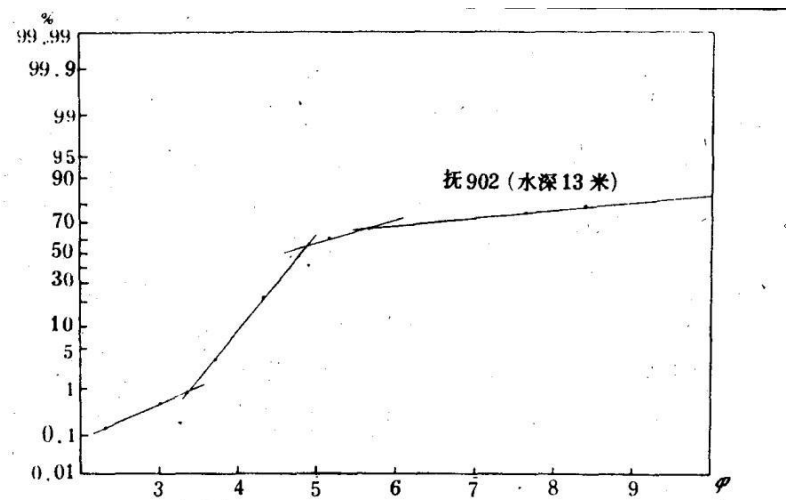

图 2.24 三角洲前缘沉积粒度概率图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

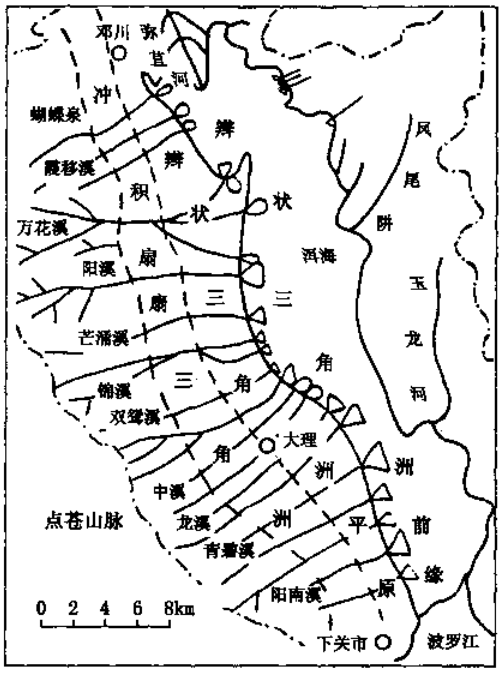

图 2.25 洱海西岸三角洲的分布特征

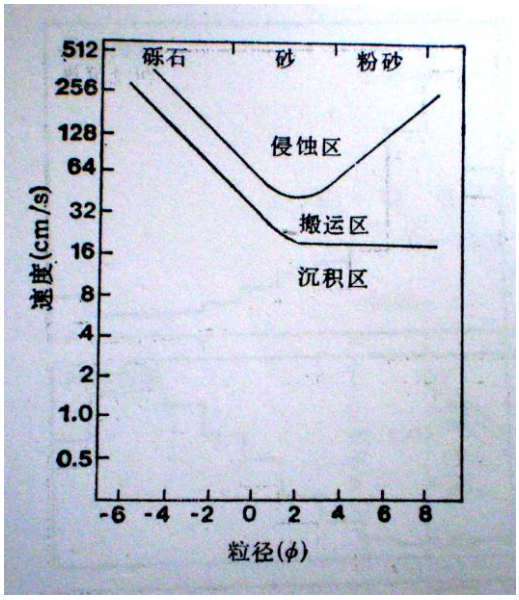

图 2.26 不同粒径在单向水流条件下临界侵蚀速度（上面的）与临界堆积速度（下面的）间关系图（经 Sundborg（1956）修正后的 Hjulstrom（1935）曲线）

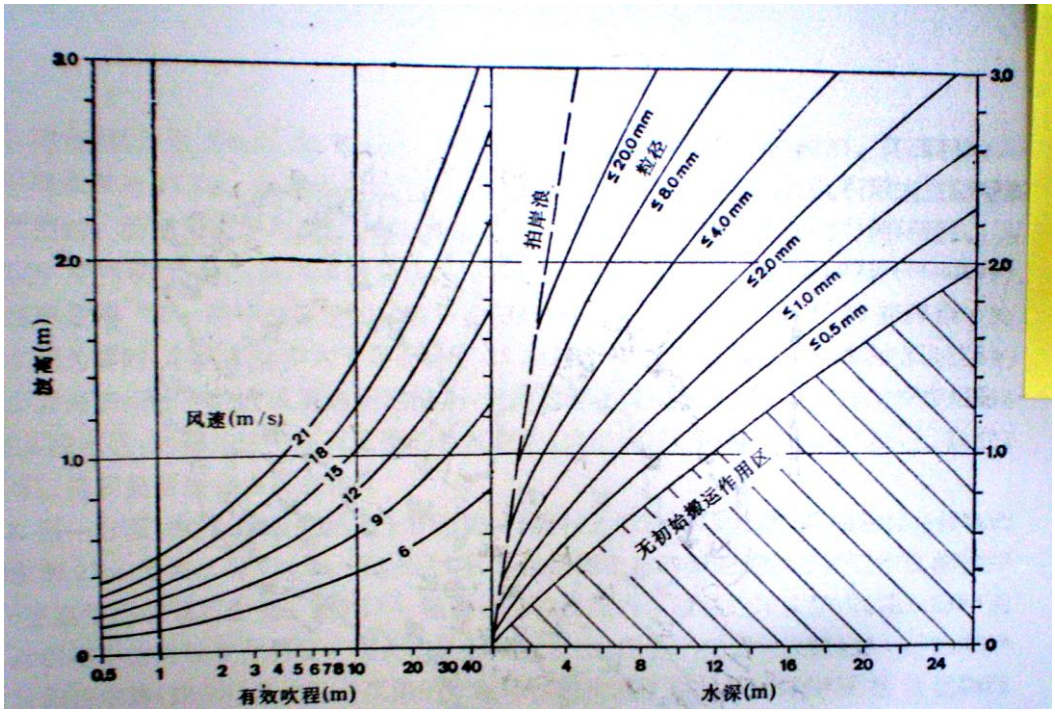

图 2.27 湖滨带的有效吹程与波高及波高与湖底动力学特征之间的关系图

（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

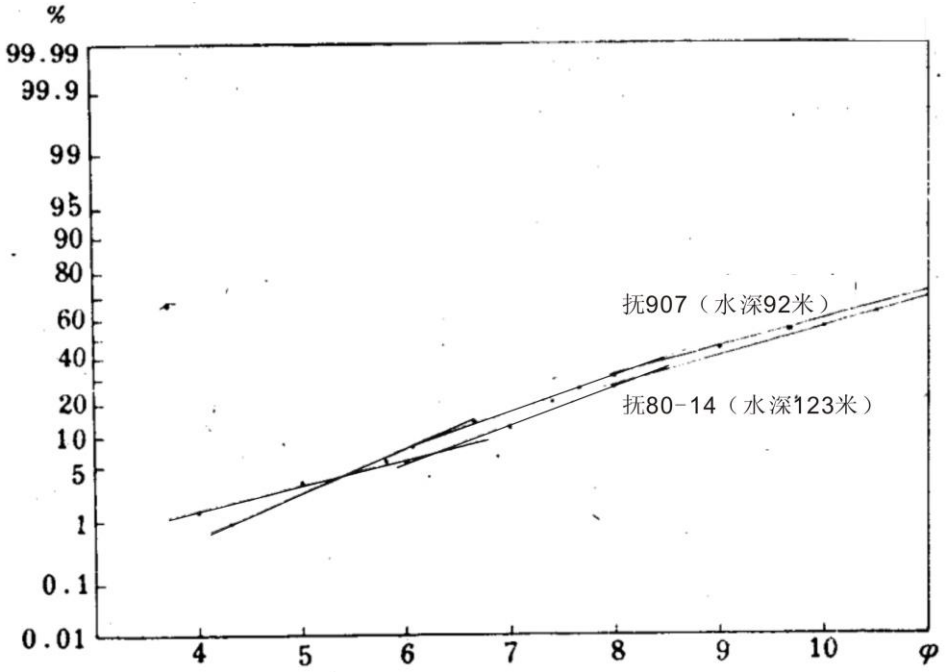

图 2.28　深湖沉积粒度概率图（中国科学院南京地理与湖泊研究所， 1990）

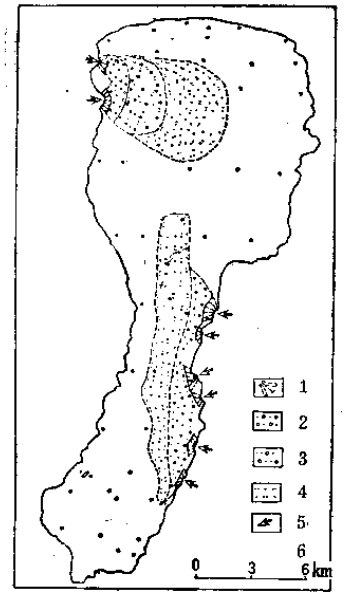

图 2.29 抚仙湖浊积砂体平面分布图（中科院南京地理与湖泊研究所，1989）

1.扇三角洲 2.含黏土沙砾 3.含砾中粗砂 4.粉细砂 5.物源方向 6.取样点

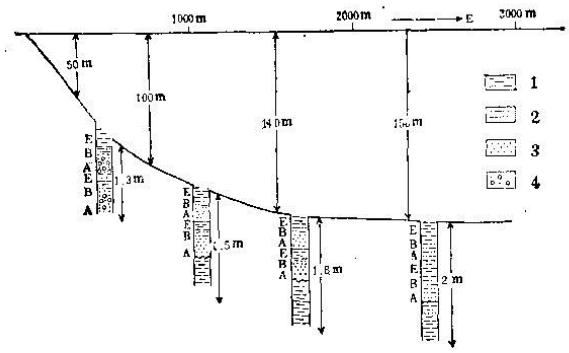

图 2.30 抚仙湖现代浊流沉积柱状剖面（中科院南京地理与湖泊研究所，1989）

1. 黏土 2.粉砂 3.砂 4.砾石及中粗砂