

高等学校教材

港口及航道工程专业用

# 河流动力学

王绍成 主编 虞和莹 主审

人民交通出版社

高等学校教材

Heliu Donglixue

# 河 流 动 力 学

(港口及航道工程专业用)

王绍成 主编

虞和莹 主审

人民交通出版社

## 内 容 提 要

本书内容以平原河流的河床演变为主，兼述潮汐河口及山区河流的水流泥沙特征。全书共分七章，分别阐述泥沙特性、推移质运动、悬移质运动、异重流、平原河流的河床演变、潮汐河口的水流泥沙特点及河床演变、河床演变分析与河床变形计算等。

本书为高等学校港口及航道工程专业教材，亦可供有关专业的师生及工程技术人员参考。

高等学校教材

河流动力学

(港口及航道工程专业用)

王绍成 主编

虞和莹 主审

插图设计：陈竞 正文设计：乔文平 责任校对：高琳

人民交通出版社出版

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经销

北京牛栏山一中印刷厂印刷

开本：787×1092 1/16 印张：13 字数：323千

1991年6月 第1版

1991年6月 第1版 第1次印刷

印数：0001—4,500册 定价：3.40元

ISBN 7-114-01070-2

U·00790

# 前 言

1985年8月召开了高等学校港口及航道工程专业教材编审委员会和教材编审组会议。在会上拟订了《河流动力学》教学大纲，并经教材编审委员会审定。1986年9月在重庆召开了《河流动力学》教材编写组会议。大连理工大学、天津大学、河海大学、重庆交通学院、长沙交通学院等校的与会人员仔细研究和审查了教材编写提纲、分工及编写注意事项，并对各章提出了具体要求。

本书是在1981年出版的《河流动力学》第一轮教材的基础上经过几年试用后修改而成。在修改前曾搜集了各使用单位的意见，以期在再版时，内容上能少而精，同时尽可能反映近期国内外的研究成果。在修改过程中，对原书作了较大的改动，将原书十二章压缩为现在的七章，删减了一些内容，充实了近年来国内外在河流动力学方面的工程实践总结和科研成果，增加了一些工程实例。为便于学习，对有些重要公式作了对比分析，并在每章后面增加了思考题和参考书目，书后还增加了三个附录。

1989年8月在大连召开了审稿会议，与会人员对书稿逐章进行了审查，然后，由编写人员根据审查意见再次进行了修改。

本书由重庆交通学院、河海大学、天津大学、长沙交通学院四院校合编。各章编写人员为：第三、四章河海大学王昌杰副教授；第六章天津大学员瑛教授；第七章长沙交通学院陈永宽副教授；绪论、第一、五章、附录重庆交通学院王绍成教授；第二章重庆交通学院邓传伟讲师。由王绍成教授担任主编，大连理工大学虞和莹副教授担任主审。

限于编者的水平，书中难免有不足之处和错误，热诚欢迎读者批评指正。

编 者  
1990年3月

# 目 录

绪 论 .....	1
第一章 泥沙特性 .....	5
第一节 泥沙的几何特性 .....	5
第二节 泥沙的重力特性 .....	8
第三节 泥沙的水力特性 .....	10
第二章 推移质运动 .....	21
第一节 泥沙运动的形式 .....	21
第二节 泥沙的起动 .....	23
第三节 沙波运动 .....	35
第四节 动床阻力 .....	39
第五节 推移质输沙率 .....	44
第六节 推移质输沙率公式的比较 .....	56
第三章 悬移质运动 .....	59
第一节 床沙质与冲泻质 .....	59
第二节 含沙量沿水深分布 .....	61
第三节 悬移质输沙率 .....	73
第四节 含沙量沿程变化 .....	81
第五节 总输沙率 .....	83
第四章 异重流 .....	90
第一节 异重流的一般概念 .....	90
第二节 异重流的基本方程 .....	93
第三节 河渠异重流 .....	95
第五章 平原河流的河床演变 .....	100
第一节 河床演变的基本概念 .....	100
第二节 河床演变的类型 .....	104
第三节 河床稳定性和河相关系 .....	113
第四节 河弯的演变 .....	119
第五节 汉道的演变 .....	130
第六节 水利枢纽对河道演变的影响 .....	138
第六章 潮汐河口的水流泥沙特点及河床演变 .....	145
第一节 潮汐河口的分段和分类 .....	145
第二节 潮汐河口区的水流特征 .....	148
第三节 潮汐河口区泥沙运动特点 .....	159
第四节 潮汐河口区的河床演变 .....	165

第七章 河床演变分析与河床变形计算 .....	173
第一节 河床演变分析 .....	173
第二节 河床纵向变形计算 .....	185
第三节 河床细部变形计算 .....	189
第四节 河床变形极限状态估算 .....	194
主要参考文献 .....	202

# 绪 论

## 一、河流动力学的内容及其与港航工程的关系

河流动力学是研究冲积河流在自然状态下以及受人工建筑物影响以后所发生的变化和发展规律的一门科学。

河流永远处于不断发生、发展的变化过程中。河流是水流与河床长期相互作用的产物，水流作用于河床，使河床发生变形，河床反过来也作用于水流，影响水流结构。两者组成一对矛盾的统一体，相互影响，相互依存，相互制约，永远处于发生发展的变化过程中。水流与河床的相互作用，是通过泥沙运动作组带来实现的。水流挟沙较少时，将从河床攫取泥沙达到饱和含沙量，从而使河床冲刷下降；当水流挟带泥沙过多，将沉淀部分泥沙，使水流达到饱和含沙量，从而使河床淤积抬高。因此，泥沙有时是河床的组成部分，有时又是水流的组成部分，在运动过程中，矛盾的两个方面相互转化，从而进一步推动矛盾的变化和发展。

在天然条件下，河流永远处于不断发展变化之中，有很多实例可以说明。如冲积平原河流中的弯曲河段（蜿蜒河段），由于河身外形弯曲，迫使水流作曲线运动，表层水体因流速大，受到的离心力大，底层水体流速小，受到的离心力小，因此表层含沙较少的清水流向凹岸，使凹岸发生冲刷；而含沙较多的底层水流，则流向凸岸，使凸岸淤积。由于水流长期作用，凹岸不断崩塌后退，凸岸不断淤积前进，致使河流愈来愈弯，形成很大的河环；在特大洪水期，水流冲开河环颈部，出现裁弯取直。弯曲河段暂时变成了微弯河段，如果没有人工控制，它将在新的基础上，重复上述河流由微弯发展到河环直至裁弯取直，如此永无休止。又如分汉河段，由两个或多个汉道组成，在多年的河床演变中，一个汉道走向衰退，而另一个汉道则走向发展。走向发展的汉道，经过若干年的演变后，由于河道加长或口门地形发生变化，也可能由发展转向衰退；而另一支汉道则可能由衰退转向发展。总之，随着时间的推移，在水流的作用下，各汉道处于不停地兴衰交替发展变化之中。上述弯道、汉道的多年演变规律对于我们选择河港港址、提高航行尺度、选择取水口等都有密切的关系。例如有些浅滩经过多年枯水期观测都能保证通航，水深基本上没有什么变化，而实际上，在一个水文年中，该浅滩却在作周期性的冲淤变化，即洪水期发生泥沙淤积，洪水下降期发生冲刷，至枯水期又将洪水期的淤沙冲走，从而维持了航深。也有的浅滩到枯水期因不能全部冲走洪水期的淤沙而使航深不足，影响船舶航行。

在河流上修建水利枢纽，既可以发电、灌溉、防洪，但也带来很多不利影响。如汉江的丹江口水利枢纽和研究中的长江三峡水利枢纽，在大坝上游形成很长的水库区，使库区回水变动段的下游内的滩险可全被淹没，航深增加，航行条件得到很大改善。但是，在回水变动区内泥沙会大量淤积，使枯水期航深变浅，妨碍航行；同时，使码头、沱区、取水口、支流河口等被淤浅甚至被淤塞。在大坝下游，由于水库的调节作用，增加了枯水流量，提高了枯水航深，这是有利的一面。可是，也存在很多不利的方面，例如上游进入水库的是浑水，当泥

沙大量沉积于水库后变成了清水，水库下泄清水将冲刷河床。葛洲坝枢纽建成以来，坝下较长河段都发生冲刷，河床下切，水位下降，以至葛洲坝船闸下闸槛水位下降了0.6m。在丹江口水利枢纽下游，由于清水冲刷，下游河床冲淤变化剧烈，崩岸严重，仅宜城县就有50000亩良田崩塌于汉江之中。由于河床不停地遭到冲刷和淤积，深泓线移位，使有些码头水深减小，不能靠船，甚至淤死。上述情况是我们在认识河流演变规律的实践过程中发现的问题。另外，由于水电站多担负调峰任务，下泄流量时增时减，致使下游浅滩水深也时大时小，船舶航行困难，且很不安全。

港口工程和航道工程在规划设计选址时，首先是把港口、码头、船闸、航道等布置在河床稳定、水深足够、船舶进出水流条件较好的地方，以保证这些工程设施在设计水文年内都能良好运行；为了合理利用和治理河流，为了在河流沿岸修建水工建筑物等，人们必须认识和掌握河流运动的客观规律性，并对今后的发展趋势作出定性和定量的预测。

河流动力学就是研究河流运动客观规律性的科学，其主要内容包括泥沙运动、河床演变、河床变形分析等几个部分。它们之间互相联系、互相渗透，不可分割。

## 二、河流动力学发展简史

河流动力学是在人类与江河作斗争的基础上诞生和成长起来的。河流两岸自古以来就是人类繁衍生息之所，河流对人类既存在有利的一面，也存在有害的一面。为了化害为利，人类不断地与河流进行不屈不挠的斗争。在长期的斗争过程中，人们加深了对河流的认识，积累了关于河流运动发展规律的知识，从而逐步地形成了一门新的学科——河流动力学。我国古代劳动人民在与江河作斗争中曾创造了辉煌的成就，公元前256年至公元前210年，蜀太守李冰在成都冲积扇平原的顶点，岷江刚出山口的江心上垒砌分水鱼咀，固定岷江的外江，作泄洪排沙之用（见图0-1），另傍山脚开挖内江作引水渠，再凿穿玉垒山山腰形成宝瓶口，通过宝瓶口引水灌溉川西平原。该工程在中、枯水期可使岷江水量的60%进入内江灌溉，40%由外

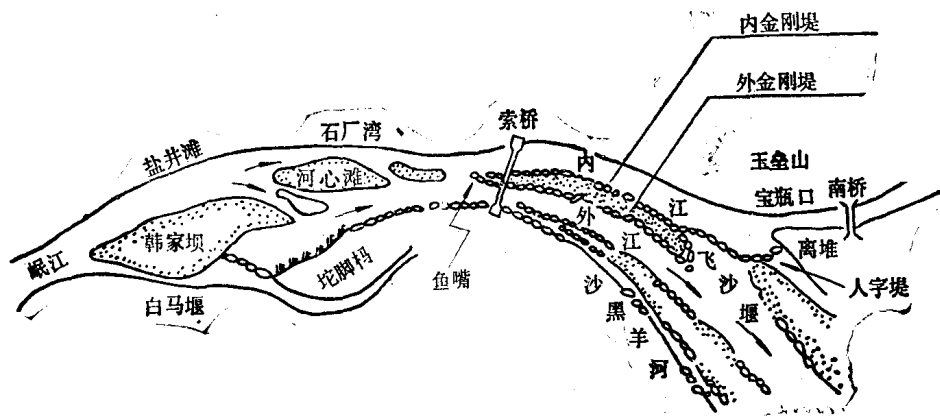


图 0-1 都江堰引水工程示意图

江排往下游；在洪水期则自动调整使40%的水量进入内江灌溉，60%则由外江排走，而95%以上的推移质泥沙则自然地由飞沙堰进入外江排洪河道，其余的推移质则在宝瓶口前淤积（每年岁末将这些淤积物挖走，使第二年仍有较好的进水条件），保证进入灌区的水流只含极少量细沙，不淤积渠道，并有利于农田灌溉。都江堰工程能运用2000多年而不衰，其原因是由于它的布局完全符合现在河流动力学关于弯道凹岸引水、凸岸排沙的科学理论。可见，我国劳动人民在两千多年前已对河流有了较深刻的认识和高度的实践精神。



我国历代人民在与黄河作斗争中，积累了丰富的经验和科学知识。两千年前贾让就用“游荡”两字来形容黄河的状况。公元九年王莽时代，张戎指出了水流速度与泥沙的关系。明代潘季训总结出“水分则势缓，势缓则沙停，沙停则河饱”，“水合则势猛，势猛则沙刷，沙刷则河深”以及“筑堤束水，以水攻沙”等治河方法。清代冯祚泰指出：“浊流之最可恶者莫如沙，而最可爱者亦莫如沙”，说明泥沙的双重性。

以上是我国历代人民对河流的认识。由于历史原因，当时的认识只能是局部的、零星的。河流动力学正式发展成为一门科学，还是最近几十年的事。

从世界水利发展史看，1882年法格（M. Fargue）提出了河流整治的原则，并在法国的几条河流上进行实施，成效显著。1914年德国恩格斯（H. Engels）教授出版了《水工学》一书，其中总结了德国和法国的治河经验。并于1931年承接了我国黄河河工模型试验。1934年瑞士的梅叶彼得（E. Meyer Peter）教授做了推移质泥沙的实验研究。他的学生爱因斯坦（H. A. Einstein）（后移居美国）于1942年发表了底沙输沙率公式。我国的钱宁教授曾在爱因斯坦的指导下做了大量的研究工作，回国后，他把自己的智慧和毕生精力献给了祖国的水利事业，并于1983年、1986年编写了《泥沙运动力学》和《河床演变学》两本巨著。美国的范诺尼（V. A. Vanoni）在细颗粒泥沙运动方面也做了大量的水槽实验研究。50年代，苏联在这个领域里也有几位著名的教授，如维立卡诺夫（M. A. Великанов）、马卡维也夫（B. M. Маккавеев）和冈恰洛夫（B. H. Гончаров）等。解放初期我国曾派人去苏联学习，他们中有些人取得了较大的成就，如窦国仁教授和谢鉴衡教授等。

新中国成立后，国家对淮河、黄河、海河等河流进行了大力治理，对长江有些河段进行了裁弯取直，并在全国各地广泛修建水利枢纽，无疑，这对推动河流动力学的发展起到了积极的促进作用。此外，国家还成立了专门机构，组织人力对黄河下游的游荡型河道、长江中游的分汉型河道以及长江荆江河段的蜿蜒型河道等河型进行了重点研究。在修建三门峡水库、丹江口水库以及葛洲坝水利枢纽之后，水利专家们对水库上、下游河床的再造过程的研究均取得了长足进步。为了充分发挥水运能力，我国先后整治过北江、东江、右江、松花江、岷江、大渡河、澜沧江等河流，特别是对长江三峡水利枢纽的研究工作，大大丰富了河流动力学的内容，推动了河流动力学的蓬勃发展。

### 三、河流动力学的研究方法

河流动力学是一门新兴学科，是一门正在发展的科学。由于学科理论不完善，加之研究对象（河流）又千姿百态、边界条件复杂、情况各异等原因，因此在学习这门科学时要树立三个观点：1. 理论与实践相结合的观点。要学会善于从实际出发，注意收集大量的实际资料，通过对实际资料的全面深入分析，进行理论概括，丰富和发展河流动力学理论；进而将这些理论用到实际中去，指导实践。2. 注意区别主要矛盾和次要矛盾；矛盾的主要方面和次要方面。例如影响河床演变的因素既复杂又多变，不可能对所有的因素都研究，在一定条件下只能考虑某些因素，而在另一种条件下则必须考虑别的一些因素。又如水流与河床这一对矛盾，在山区河流中，河床是矛盾的主要方面；而在沙质河流中，水流则成为矛盾的主要方面。3. 对已经建立的河流动力学公式（包括中国的、外国的），应分析该公式建立的条件、量纲和使用范围，不可盲目照抄乱用。

由于河流动力学所研究的对象是边界条件复杂、而且在不断变化中的河流，影响演变的因素众多，很多问题不易得出数学分析解，有些问题的解决甚至无一定成规可循，因此目前

对河流动力学的研究手段主要从三个方面着手,即野外观测资料的收集和整理、理论分析计算和河工模型试验。其中野外资料的收集和整理,是获取第一性资料的重要手段,是其他两方面工作的基础,应特别予以重视。

本教材是根据港口与航道工程专业的教学计划中《河流动力学》教学大纲编写的。内容取舍和章节安排力求符合专业特点。本书内容共分三个单元,第一单元为泥沙运动基本规律,包括泥沙特性、推移质运动、悬移质运动和异重流;第二单元为河床演变特性,包括局部河段的河床演变和潮汐河口的河床演变;第三单元为河床演变及河床变形计算。

### 思 考 题

1. 泥沙运动在河床演变中有什么作用?
2. 为什么说河床永远处于发展变化之中?
3. 河流动力学与港航工程有什么关系?
4. 我国古代在与水作斗争中有哪些著名的成就?
5. 试述河流动力学的研究方法?

# 第一章 泥沙特性

由于水流条件的变化,有时水流挟带的泥沙沉积于河床,有时水流从床面上攫取泥沙,从而造成河床淤积或冲刷,引起河床演变。因此,泥沙运动规律是河流动力学研究的重要内容之一。

要研究泥沙运动规律,首先应了解泥沙的基本特性,它包括几何特性(泥沙颗粒的形状、大小及群体泥沙的组合特性)、重力特性(泥沙颗粒的重率和淤积泥沙的干容重)和水力特性(泥沙颗粒的沉降速度)。此外,对于细颗粒泥沙,还有物理化学特性;对于粘性土壤,还有生物化学特性。

本章主要介绍泥沙的主要特性及其计算方法。

## 第一节 泥沙的几何特性

### 一、泥沙的粒径

河流中泥沙的形状是各式各样,常见的砾石、卵石,外形比较圆滑,有圆球状的,有椭球状的,也有片状的。沙类和粉土类泥沙外形不规则,尖角和棱线都比较明显。粘土类泥沙一般都是棱角分明,外形十分复杂。

泥沙颗粒的大小,通常用泥沙的直径来表示。由于泥沙颗粒形状不规则,不易确定其直径,理论上采用等容粒径。所谓等容粒径,就是体积与泥沙颗粒相等的球体的直径。设某颗泥沙体积为 $V$ ,则其等容粒径为

$$D = \left( \frac{6V}{\pi} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (1-1)$$

等容粒径简称为粒径,常用单位为mm,对较大的粒径也可用cm作单位。

此外,泥沙的粒径也可用其长轴 $a$ 、中轴 $b$ 及短轴 $c$ 的算术平均值或几何平均值表示,其中算术平均值为

$$D = \frac{1}{3}(a+b+c) \quad (1-2)$$

而几何平均值则是假定把泥沙看成椭球体,因椭球体的体积为 $\pi abc/6$ ,而球体的体积为 $\pi D^3/6$ ,令两者相等,可得几何平均值为

$$D = \sqrt[3]{abc} \quad (1-3)$$

即椭球体的等容粒径为其长、中、短轴的几何平均值。对较粗天然沙粒测量结果表明,沙粒的中轴长度,和其长、中、短三轴的几何平均值(即等容粒径)接近而略大。这就为用沙粒的中轴长度来代替几何粒径提供了依据。

在实际工作中,有时仅对单颗粒的卵石、砾石,可以直接量得它的长、中、短三轴长度,再求其平均值。对于其它较细颗粒泥沙则不可能用上述方法来确定泥沙的粒径,也没有

必要这样作。因而，通常都采用筛分法或水分析的方法（如比重计法、滴定管法等）来近似地确定泥沙的粒径。这些方法在水文学、土力学中均有介绍。但应注意，用这些方法测得的泥沙粒径，既不是严格的等容粒径，也不是平均粒径，而只是等容粒径的近似值。

根据泥沙颗粒的大小，可对泥沙进行分类，各类泥沙的粒径可参考表1-1。

泥沙颗粒分级标准

表 1-1

级 别	顽 石			卵 石				砾 石
	大	中	小	极 大	大	中	小	粗
粒径(mm)	>800	800~400	400~200	200~100	100~60	60~40	40~20	20~10
级 别	砾 石		砂				粉 砂	粘 土
	中	细	粗	中	细	极细		
粒径(mm)	10~4	4~2	2~0.5	0.5~0.25	0.25~0.10	0.10~0.05	0.05~0.005	<0.005

## 二、沙 样 组 成

河流中的泥沙是由大小不等的颗粒所组成，各种颗粒的含量也不相等，为了表示泥沙的组成特性，通常利用粒配曲线。其作法是通过颗粒分析（包括筛分和水分析），求出沙样中各种粒径泥沙的重量，算出小于各种粒径的泥沙总重量，然后在半对数坐标纸上，将泥沙粒径 $D$ 绘于横坐标（对数分格）上，小于该粒径的泥沙在沙样中所占重量百分比 $P$ 绘于纵坐标（普通分格）上，绘出的 $D \sim P$ 关系曲线即为所求的粒配曲线，如图1-1所示。

从泥沙粒配曲线上，不但可以了解沙样中泥沙颗粒的粒径大小和变化范围，还可了解沙样

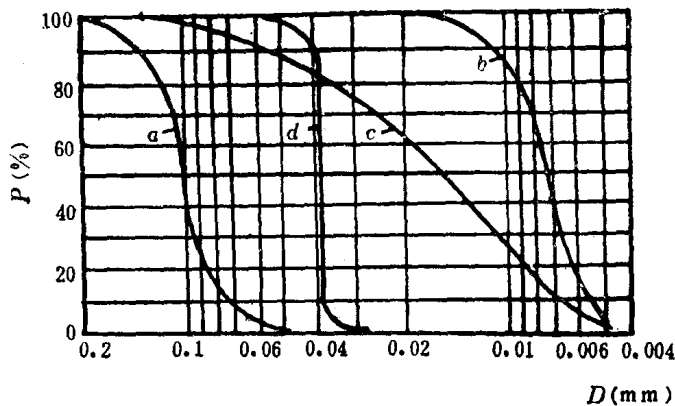


图 1-1 泥沙粒配曲线

组成的均匀程度。如图1-1所示，曲线 $a$ 与 $b$ 表示沙样内颗粒组成比较均匀，且沙样 $a$ 颗粒较粗，沙样 $b$ 颗粒较细；曲线 $c$ 表示沙样各种粒径泥沙相等，泥沙组成很不均匀，粒径变化范围很大；曲线 $d$ 表示沙样组成很均匀，粒径变化范围小。

为了使用方便，常采用某些定量特征值来表示沙样的径粒大小及其均匀程度，如中值粒径 $D_{50}$ 、平均粒径 $D_{25}$ ，非均匀系数等。

沙样的平均粒径 $D_{25}$ ，它是沙样内各种泥沙粒径的加权平均值。其作法是：将粒配曲线的纵坐标( $P$ )按其变化情况分成若干组，并在横坐标( $D$ )上定出各组泥沙相应的上、下限粒径 $D_{\max}$ 和 $D_{\min}$ 以及各组泥沙在整个沙样中所占重量百分数 $P_i$ ，然后求出各组泥沙的平均粒径

$D_i = \frac{1}{2}(D_{\max} + D_{\min})$ ，再按下式求出其平均粒径：

$$D_{25} = \frac{\sum_{i=1}^n D_i P_i}{100} \quad (1-4)$$

式中： $n$ ——所划分的组数。

中值粒径 $D_{50}$ 也是常用的特征值，它表示大于和小于该种粒径的泥沙重量各占沙样总重量的50%，其求法是在粒配曲线的纵坐标上找出 $P = 50\%$ ，其对应的横坐标即为 $D_{50}$ 。

如要表示沙样的均匀程度，可用拣选系数 $\varphi$ （或称非均匀系数）表示，其值为

$$\varphi = \sqrt{\frac{D_{75}}{D_{25}}} \quad (1-5)$$

式中 $D_{75}$ 和 $D_{25}$ 分别为对应粒配曲线上 $P = 75\%$ 和 $P = 25\%$ 的粒径。若拣选系数 $\varphi$ 等于1，则沙样均匀；愈大于1，则愈不均匀。

沙样的均匀程度也可用 $D_{16}$ 、 $D_{50}$ 和 $D_{84}$ 三个数值的均方差 $\sigma$ 来表示，即

$$\sigma = \frac{1}{2} \left( \frac{D_{84}}{D_{50}} + \frac{D_{50}}{D_{16}} \right) \quad (1-6)$$

$\sigma$ 值越小，表示组成越均匀。

### 三、细颗粒泥沙的物理化学特性

悬浮在水中的细颗粒泥沙表面会发生各种物理化学作用，物理化学作用的强弱与颗粒比表面积的大小有关。同时颗粒还受到重力的作用，它与颗粒的体积成正比。所谓比表面积，就是颗粒表面积与其体积之比。对于球体，其比表面积 $\sigma$ 的表达式为

$$\sigma = \pi D^2 / \frac{\pi}{6} D^3 = \frac{6}{D}$$

颗粒比表面积间接地反映了颗粒受到的物理化学作用与重力作用的相对大小。直径为 $1\mu\text{m}$ 的沙粒和直径为 $1\text{mm}$ 的沙粒相比，其比表面积，前者为后者的1000倍。正因为细颗粒泥沙的比表面积很大，故颗粒表面的物理化学作用显得特别突出，从而对泥沙运动产生重要的影响。

细颗粒泥沙在含有电解质的水中，颗粒周围会形成双电层。通常细颗粒泥沙的主要成分是粘土矿物，其中有伊利石、高岭石等，其化学成分主要是二氧化硅( $\text{SiO}_2$ )、氧化铝( $\text{Al}_2\text{O}_3$ )等化合物。由于粘土矿物的同晶替代作用，矿物中的硅、铝离子分别被低价的铝、镁或铁离子所取代，这样便产生了过剩的负电荷。表面带负电荷的细颗粒泥沙在含有电解质的水中，由于静电引力的作用，吸引水中反号电荷（带正电荷）的离子，这种被牢固吸附在紧邻颗粒表面周围的反离子层称为吸附层（固定层）。吸附层的离子电荷不足以平衡颗粒表面的全部电荷，因此在吸附层外还有一层与颗粒表面电荷异号的反离子层，即所谓的扩散层。扩散层中的离子，一方面受颗粒表面吸引，另一方面又有分子热运动，有向外扩散的倾向。两种力的作用，形成扩散层的动平衡。颗粒表面离子层及其周围的反离子层（吸附层及扩散层）构成颗粒的双电层，如图1-2所示。在吸附层的水体称为粘滞水，在扩散层的水体称为粘滞水。粘滞水与粘滞水合称结合水。粘滞水及粘滞水的全部或大部分与颗粒牢固结合，在重力作用下不能自由流动。在结合水以外的水体称为自由水，在重力作用下能自由流动。

双电层的电位变化可由图1-2看出。当泥沙颗粒表面带负电荷后，就有一定的电位值，此电位值与扩散层外的自由电位之差称为热力学电位，或 $\psi_0$ 电位。在吸附层的作用下，电位线性降落，所剩余的电位差，即吸附层与扩散层交界面的电位与扩散层外自由电位之差称为电动电位，或 $\zeta$ 电位，在扩散层中按指数规律衰减。 $\zeta$ 电位的大小取决于颗粒表面的离子总数

与吸附层内反离子数的差值,它又与双电层的厚度成正比,

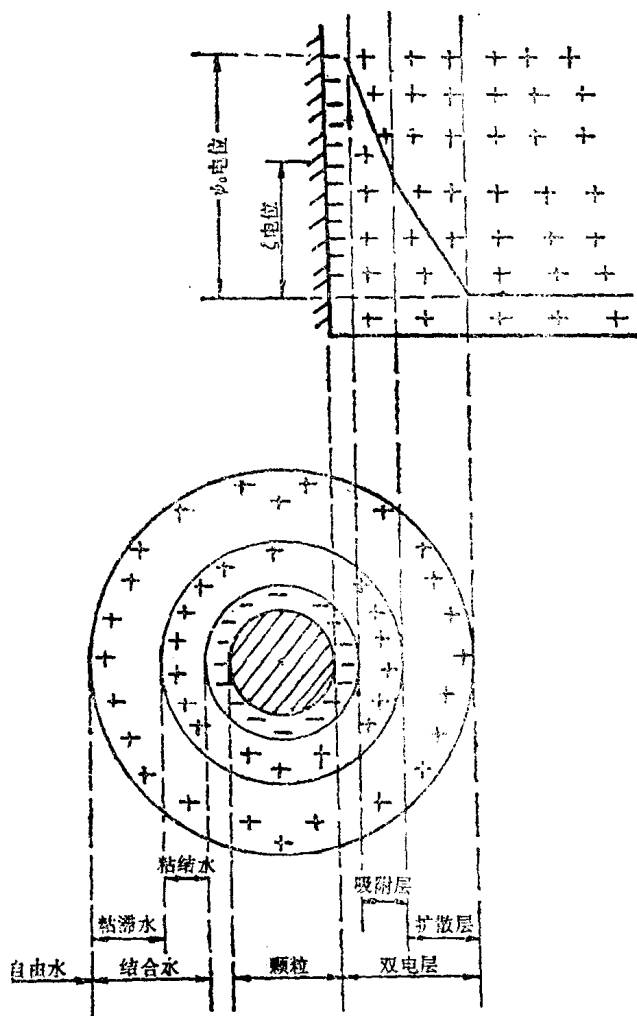


图 1-2 颗粒周围双电层及结合水示意图

$\zeta$ 电位的数值及双电层的厚度与水中电解质的离子种类及浓度有关。如果水中电解质的反号离子与双电层中的反离子不相同,就会发生离子变换。通常经过离子交换,双电层中反离子的原子价增高,原子量增大。因此反离子与颗粒表面离子的静电引力加强,与颗粒表面距离更近,此时只需少量反离子即可平衡颗粒表面电荷,因而双电层厚度较薄, $\zeta$ 电位也相应较小。如果水中电解质反离子浓度增加,反离子向颗粒表面挤压,吸附层中反离子数增多,可更有效地平衡颗粒表面电荷,使 $\zeta$ 电位减小,双电层厚度也相应较小;相反,当离子浓度减小时,反离子向水中扩散,更多的反离子由吸附层进入扩散层, $\zeta$ 电位增加,双电层厚度也相应较大。双电层的厚度即前述的结合水的厚度。结合水的全部或大部分与颗粒牢固结合,在重力作用下不能自由流动。列别捷夫(A. Ф. Лебедев, 1927年)曾用离心机作实验,在7万倍重力加速度的离心力作用下,结合水与颗粒不能分离。结合水的厚度随着颗粒的矿物组成、颗粒的形状、水中化学成分等因素而变化,最大厚度可达 $2\mu\text{m}$ 。

双电层及结合水膜的特性,对于细颗粒泥沙的性质及运动规律具有重要的影响。

## 第二节 泥沙的重力特性

### 一、泥沙颗粒的重率

泥沙颗粒单位体积的重力称为泥沙颗粒的重率,常用符号为 $\gamma_s$ ,工程单位为 $\text{tf}/\text{m}^3$ (吨力/米<sup>3</sup>)或 $\text{kgf}/\text{m}^3$ (公斤力/米<sup>3</sup>),国际单位制单位为 $\text{N}/\text{m}^3$ (牛顿/米<sup>3</sup>)。由于构成泥沙颗粒的母岩成分不同,泥沙颗粒的重率也略有差别。在天然河流中,泥沙颗粒的重率变化范围不大,通常在 $2.55 \sim 2.75 \text{tf}/\text{m}^3$  [ $(24.99 \sim 26.95) \times 10^3 \text{N}/\text{m}^3$ ]之间,在实际工作中可采用其平均值 $\gamma_s = 2.65 \text{tf}/\text{m}^3$  ( $25.97 \times 10^3 \text{N}/\text{m}^3$ )。

由于泥沙是在水中运动的,故它的运动状态既与泥沙的重率 $\gamma_s$ 有关,又与水的重率 $\gamma$ 有

关。在分析计算中常出现相对数值 $\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}$ ，为了方便起见，令

$$a = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \quad (1-7)$$

若用 $\rho_s$ 、 $\rho$ 分别表示泥沙、水的密度，则

$$a = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \quad (1-8)$$

$a$ 为无因次数，称为有效重率系数，通常取 $a = 1.65$ 。

## 二、泥沙的干容重

组成河床的泥沙颗粒之间常有空隙，空隙中填满了水和空气。如取未经扰动的原状沙样，量出它的体积，然后在烘箱内经 $100 \sim 105^\circ\text{C}$ 的温度烘干后，其重力与原状沙样整个体积的比值，称为泥沙的干容重，常用符号 $\gamma'$ 表示，工程单位为 $\text{tf}/\text{m}^3$ 或 $\text{kgf}/\text{m}^3$ （国际单位制单位为 $\text{N}/\text{m}^3$ ）。当研究河床冲淤变化时，常需使用泥沙干容重，它是确定冲淤泥沙重力与体积关系的一个重要物理量。泥沙的干容重与泥沙颗粒的重率不同，它的变化幅度较大，这是由于泥沙颗粒间空隙变化较大的缘故。实际资料表明泥沙干容重的最大值可大于 $1.70\text{tf}/\text{m}^3$ （ $16.66 \times 10^3\text{N}/\text{m}^3$ ），而最小值可低于 $0.30\text{tf}/\text{m}^3$ （ $2.94 \times 10^3\text{N}/\text{m}^3$ ）。

影响泥沙干容重大小的因素主要有泥沙颗粒大小、组成均匀程度、淤积深度、淤积历时。此外，还有泥沙的化学成分、淤积环境及水文条件等。

### 1. 泥沙粒径对干容重的影响

粒径较粗的泥沙干容重大，变化范围小；反之，粒径较细的泥沙干容重小，变化范围大。例如，由水库实测资料得到 $D_{50}$ 与 $\gamma'$ 的关系（表1-2）呈现上述规律。

表 1-2

$D_{50}(\text{mm})$		$<0.04$	$0.04 \sim 0.2$	$>0.2$
$\gamma'$	$\text{tf}/\text{m}^3$	0.55~1.25	1.25~1.56	1.40~1.70
	$10^3\text{N}/\text{m}^3$	5.39~12.25	12.25~15.29	13.72~16.66

产生上述规律性变化的原因是泥沙颗粒空隙率的影响。通常，泥沙粒径愈小，颗粒的空隙率（单位体积沙样内空隙所占体积）愈大，干容重就愈小。此外，细颗粒泥沙在沉淀过程中常产生絮凝现象，其沉积物呈蜂窝状结构，空隙较大，具有较大的压缩性，随着上层压力的增加和淤积历时的延长，越压越紧，因而干容重的变化范围大。而粗颗粒泥沙颗粒空隙率较小，也没有蜂窝状结构，因而其干容重较大，沉淀后的压缩性较小，比较容易趋向稳定，所以干容重 $\gamma'$ 的变化幅度较小。

### 2. 泥沙淤积厚度对干容重的影响

泥沙的淤积深度愈深，其干容重愈大，变化范围愈小；反之，淤积深度愈浅，其干容重愈小，且变化幅度愈大。例如，由官厅水库的实测资料，淤积深度为 $10\text{m}$ 时，泥沙干容重的变化范围为 $1.47 \sim 1.55\text{tf}/\text{m}^3$ （ $14.41 \sim 15.19\text{kN}/\text{m}^3$ ）；淤积深度为 $1\text{m}$ 时，泥沙干容重的变化范围为 $0.73 \sim 1.30\text{tf}/\text{m}^3$ （ $7.15 \sim 12.74\text{kN}/\text{m}^3$ ）。产生上述变化的原因是上层淤积的泥沙，以一定的压力施加于下层泥沙，使下层泥沙压缩；上层泥沙所受的压力较小，下层泥沙所受

的压力较大，所以上层泥沙的干容重小于下层泥沙，而变化范围则大于下层泥沙。

### 3. 淤积历时对干容重的影响

干容重 $\gamma'$ 随淤积历时的增加而趋向于一个稳定值，较粗颗粒如卵石、砾石及细沙等( $D > 0.1\text{mm}$ )，淤积历时不长，其干容重 $\gamma'$ 就趋向稳定，且初始干容重与最终干容重比较接近；而细颗粒泥沙如粉土和粘土等( $D < 0.05\text{mm}$ )， $\gamma'$ 趋向稳定所需的时间要长得多，初始干容重与最终干容重相差甚远。有人根据在水库中观测的资料求得下列经验关系式：

$$\gamma'_T = \gamma'_0 + K \lg T \quad (1-9)$$

式中： $\gamma'_T$ ——淤积 $T$ 年后的泥沙干容重 ( $\text{kgf/m}^3$ )；

$\gamma'_0$ ——淤积第一年的泥沙干容重 ( $\text{kgf/m}^3$ )；

$T$ ——淤积年限；

$K$ ——系数。

式(1-9)中的 $\gamma'_0$ 与水库运用情况有关， $K$ 与泥沙粒径及水库运用情况有关。作为一般情况估计，当泥沙中值粒径小于 $0.01\text{mm}$ 时，干容重 $\gamma'_0$ 可采用 $1200\text{kgf/m}^3$  ( $11.76 \times 10^3\text{N/m}^3$ )，当泥沙中值粒径在 $0.01 \sim 0.5\text{mm}$ 时，干容重 $\gamma'$ 可采用 $1400\text{kgf/m}^3$  ( $13.72 \times 10^3\text{N/m}^3$ )。

## 三、泥沙的水下休止角

在静水中的泥沙，由于摩擦力的作用，可以形成一定的倾斜面而不致塌落，此倾斜面的角度 $\varphi$ 称为泥沙的水下休止角，其正切函数即为泥沙的水下摩擦系数 $f$ ，即

$$f = \text{tg} \varphi$$

根据天津大学室内实验成果，角度 $\varphi$ 与泥沙粒径有关(图1-3)，其关系式为

$$\varphi = 32.5 + 1.27D \quad (1-10)$$

式中： $\varphi$ ——水下休止角( $^\circ$ )；

$D$ ——泥沙粒径(mm)。

式(1-10)的试验范围为 $D = 0.2$

$\sim 4.37\text{mm}$ 。试验还表明，水下休止角不仅与泥沙粒径有关，也与泥沙粒配及形状有关，不同类型沙粒的水下休止角很不相同。

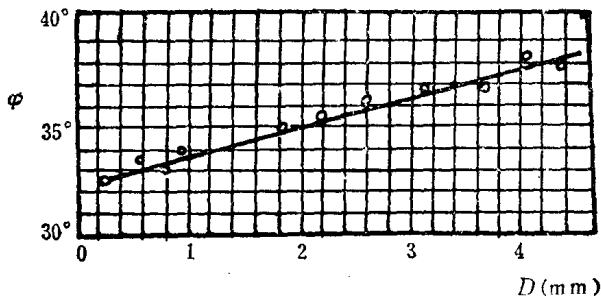


图 1-3 泥沙水下休止角 $\varphi$ 与粒径 $D$ 的关系

## 第三节 泥沙的水力特性

### 一、泥沙沉降的不同形式

由于泥沙的重率大于水的重率，在水中的泥沙颗粒将受重力作用而下沉。泥沙颗粒刚开始下沉时水流阻力较小，重力大于阻力，泥沙以加速度下沉，随着下沉速度的增大，抗拒下沉的水流阻力也增大，当颗粒的有效重力与所受的水流阻力相等时，加速度为零，终使下沉速度达到某一极限值，以后便匀速下沉。单颗粒泥沙在静止的无限大的清水水体中匀速下沉时的速度称为泥沙的沉降速度，简称沉速。因其数值主要与泥沙的粒径有关，故也称为泥沙的水力粗度，常用符号 $\omega$ ，单位为 $\text{cm/s}$ 。

泥沙的沉速是泥沙的重要特性之一，是研究泥沙运动时常用的参数，在实际工程中（如沉



沙池设计、抛石护岸工程设计) 也常使用这一参数。

实践表明, 泥沙颗粒在静水中下沉时的运动状态与沙粒雷诺数  $Re_D = \frac{\omega D}{\nu}$  有关, 式中  $D$  及  $\omega$  分别为泥沙的粒径及沉速,  $\nu$  为水的运动粘滞性系数。当  $Re_D$  较小时 (约小于 0.5), 泥沙颗粒基本上沿铅垂线下沉, 附近的水体几乎不发生紊乱现象 (图 1-4), 这时的运动状态属层流状态。当  $Re_D$  较大时 (约大于 1000), 泥沙颗粒脱离铅垂线, 以极大的紊动状态下沉,

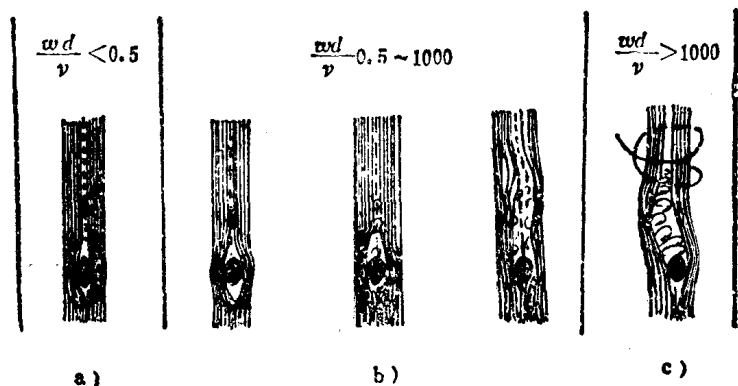


图 1-4 泥沙在静水中下沉时的运动状态

附近的水体产生强烈的绕动和涡动, 这时的运动状态属于紊(动)流状态。当  $Re_D$  处于 0.5~1000 之间时, 泥沙颗粒下沉时的运动状态为过渡状态。

## 二、球体的沉速

由于泥沙颗粒的形态各异, 其沉速较复杂, 为了便于理解, 先从最简单的球体沉速进行探讨。单颗粒球体在无限水体中匀速下沉时, 其沉降机理可视为对称绕流运动 其绕流阻力可表达为

$$F = C_D \frac{\pi}{4} D^2 \gamma \frac{\omega^2}{2g} \quad (1-11)$$

式中:  $D$  为球体直径,  $C_D$  为阻力系数, 与沉降物体的形状、方位、表面粗糙度、水流紊动强度, 特别是沙粒雷诺数有关。通常  $C_D$  尚难通过理论计算求得, 多通过试验确定。图 1-5 为球体及圆盘的  $C_D \sim Re_D$  的关系曲线。

在  $Re_D < 0.5$  左右的层流状态,  $C_D$  与  $Re_D$  呈直线关系。早在 1851 年, 斯托克斯 (G. G. Stokes) 以粘滞性流体的一般运动方程式作基础, 忽略因水流质点的加速度所引起的惯性项, 从理论上推导出球体在层流区内所受的阻力为

$$F = 3\pi\rho\nu D\omega \quad (1-12)$$

由式(1-11)与(1-12)可得

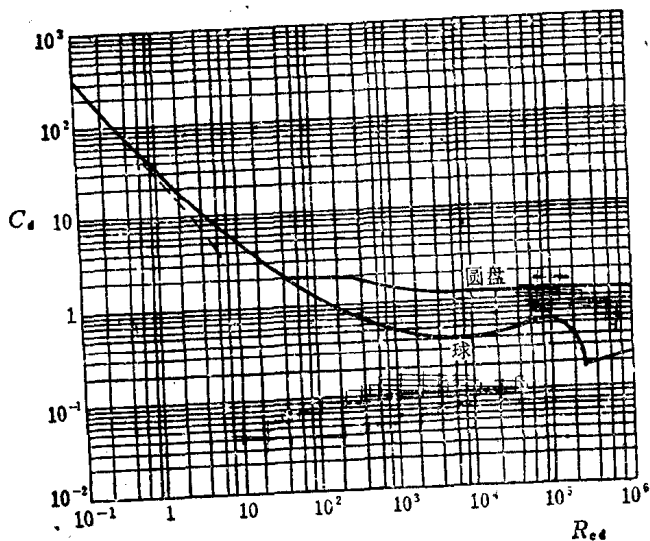


图 1-5  $C_D \sim Re_D$  关系曲线