

高等学校教材

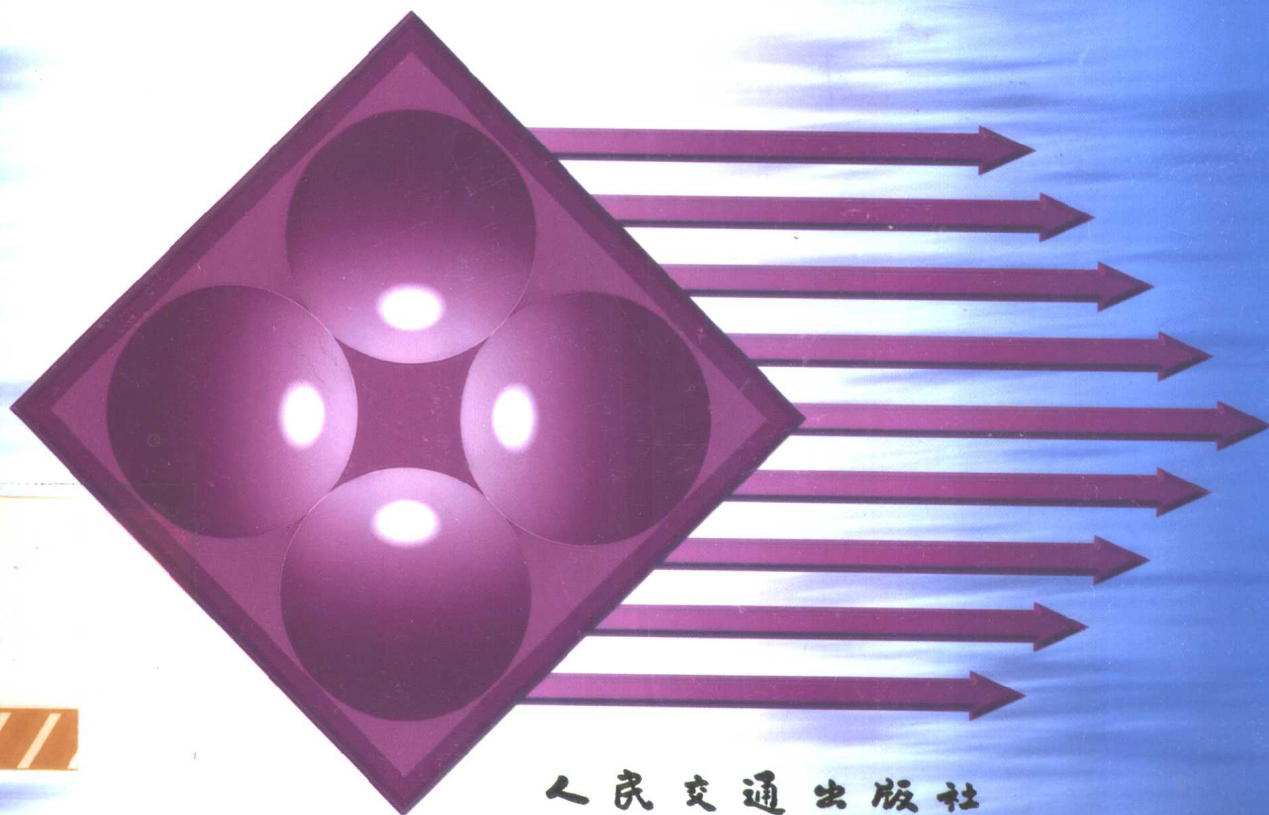
河流动力学

HELIU DONGLIXUE

(港口航道与海岸工程专业用)

王昌杰 主编

陈国祥 主审



人民交通出版社

高等学校教材

河流动力学

Heliu Donglixue

(港口航道与海岸工程专业用)

王昌杰 主编
陈国祥 主审

人民交通出版社

内 容 提 要

本书是《河流动力学》的修订版。全书包括两大部分:第一部分为泥沙运动,包括泥沙性质、推移质运动、悬移质运动以及异重流;第二部分为河床演变,包括平原河流河床演变、潮汐河口河床演变以及河床演变分析与河床变形计算。

本书充分考虑专业的需要,着重基本概念 的阐述,并顾及前后课程的衔接。本书为高等学校港口航道与海岸工程专业本科生教材,亦可供有关专业师生及工程技术人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

河流动力学 / 王昌杰主编. —北京:人民交通出版社,
2000.12
ISBN 7-114-03809-7

I. 河... II. 王... III. 河流-流体力学
IV. TV143

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2000)第 72802 号

高 等 学 校 教 材

河 流 动 力 学

(港口航道与海岸工程专业用)

王昌杰 主编

陈国祥 主审

版式设计: 刘晓方 责任校对: 刘高彤 责任印制: 杨柏力

人民交通出版社出版

(100013 北京和平里东街 10 号)

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经销

北京凯通印刷厂印刷

开本: 787×1092 $\frac{1}{16}$ 印张: 12 字数: 294 千

2001 年 2 月, 第 1 版

2001 年 2 月 第 1 版 第 1 次印刷

印数: 0001 - 3000 册 定价: 19.00 元

ISBN 7-114-03809-7
U·02757

前 言

本书是在 1991 年版《河流动力学》的基础上修订而成的。

我国社会主义建设事业的不断发展和社会主义市场经济的日臻完善推动着我国教育事业的改革和发展。为培养适应 21 世纪需要的厚基础、宽专业、高素质人才,原来的港口航道专业已拓宽为港口航道与海岸工程专业;全国高等学校港口与航道工程教学指导委员会也对本专业的课程设置模式作了较大的调整,并拟定了新一轮教材的出版规划。本书就是根据该规划出版的。

鉴于专业的拓宽以及与本课程关系密切的“航道整治”已与“渠化工程”合并为“航道工程学”,积十年来使用原教材的经验,并考虑到同“航道工程学”以及其他有关课程如“水力学”、“海岸动力学”等修订后教材的衔接,我们对原书作了相应的调整、修改和补充。本书注意讲清基本概念及其应用,修正了原教材中的一些不足,充实了一些新的内容,力求在原教材的基础上有较大的提高。例如第一章中对潮汐河口常见的细颗粒泥沙絮凝现象及其沉积压密过程分别作了改写与简要介绍,补充了海洋界常用的泥沙粒径 ϕ -分级法。第六章删去了一些次要的内容,扼要介绍了波浪对河口泥沙运动的影响,在分析潮汐河口水流、泥沙运动特点的基础上介绍了不同类型河口的河床演变,使重点更为突出。变动较大的是第五章和第七章。浅滩是航道整治的主要对象,第五章除介绍河床演变的基本概念和不同类型平原河流河床演变的规律外,还介绍了浅滩的类型与演变规律,原书关于河床演变分析的内容一并归入该章。第七章则专门介绍河床变形计算的内容,该章几乎全部作了重写。

本书是有关院校分工合作的成果,主编为河海大学王昌杰,主审为河海大学陈国祥教授。重庆交通学院程昌华编写第五、七章,长沙交通学院胡旭跃编写第二章,河海大学刘曙光编写第一、六章,王昌杰编写绪论和第三、四章。全书由王昌杰统稿。

由于编者水平所限,本书难免有谬误与不当之处,衷心希望读者批评指正,以便今后改进。

编 者

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 细颗粒泥沙的物理化学特性	8
第三节 泥沙的重力特性	10
第四节 泥沙的水力特性	12
第二章 推移质运动	22
第一节 泥沙运动的形式	22
第二节 泥沙的起动	24
第三节 沙波运动	35
第四节 冲积河流的阻力	38
第五节 推移质输沙率	44
第三章 悬移质运动	56
第一节 床沙质与冲泻质	56
第二节 含沙量沿水深分布	58
第三节 悬移质输沙率	70
第四节 含沙量沿程变化	78
第五节 总输沙率	80
第四章 异重流	87
第一节 异重流的一般概念	87
第二节 异重流的基本方程	90
第三节 河渠异重流	92
第五章 河床演变	97
第一节 河床演变的基本概念	97
第二节 河床演变的基本类型及特性	100
第三节 河相关系	122
第四节 水利枢纽对河道演变的影响	127
第五节 河床演变分析	129
第六章 潮汐河口的水流泥沙特点及河床演变	137
第一节 潮汐河口的分段和分类	137
第二节 潮汐河口区的水流特性	139
第三节 潮汐河口区泥沙运动特点	148
第四节 潮汐河口区的河床演变	155
第七章 河床变形计算	163

第一节	一维河床变形计算	163
第二节	平面二维河床变形计算概述	175
第三节	冲淤极限状态估算	178
第四节	河床变形计算建模及主要程序	182
参考文献		184

绪 论

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。

天然河流总是处在不断变化和发展过程中。如平原地区的弯曲性河流,由于河身外形弯曲,迫使水流作曲线运动。在离心力作用下,凹岸水面升高,凸岸水面降低,表层水体因流速较大,受到的离心力大,底层水体流速小,受到的离心力小,于是面流流向凹岸,而底流则流向凸岸。其结果是:一方面,在弯道横断面内形成封闭的环流,该环流与纵向水流相结合便形成了弯道螺旋流;另一方面,由于表层河水含沙量较小,底层河水含沙量较大,在弯道环流作用下,使得凹岸发生冲刷,凸岸发生淤积。人们有这样的体验:在大半杯水中加些茶叶末,然后用筷子顺着一个方向搅动,可以看见边上水面升高,中间水面凹下;而茶叶末却逐渐集中于杯底中心。这是水流内部运动的结果。观察茶叶末运动的轨迹可以了解,面层水被甩向四周,接着沿杯壁而下,集于中心,然后回升到水面,再扩散到周围,在水体上升过程中,其速度不足以托住下沉的茶叶末,于是后者便集结于杯底的中部。这一现象说明了弯道环流的形成和凹岸冲刷凸岸淤积的道理。弯道凹岸冲刷和凸岸淤积的综合作用,使河道变得更弯,环流随之进一步增强。在弯道水流的长期作用下,最终形成很大的河环。在特大洪水期,水流冲开河环颈部,裁弯取直,弯曲河道暂时变成了微弯河段。如果没有人工控制,将重复上述由微弯发展到弯曲到河环直至裁弯的过程,如此循环不已,不过不是简单的重复。天然河道的演变一般较为缓慢;当在河流上修建了各种工程建筑物或进行疏浚、整治以后,河床的变化和发展将更加剧烈和迅速。例如河流上兴建大型水库以后,水库回水区将产生泥沙的淤积,水库下游将引起河床的冲刷。河流的这些变化和发展对于沿河两岸的工农业生产以及国民经济各部门,特别是对于水利、治河、港口航道以及灌溉排水工程建设等有重大的影响。

河流的变化和发展是水流与河床相互作用的结果。一条河流包括水流与河床这两个矛盾着的方面。水流作用于河床,使河床发生变化,河床又反过来作用于水流,使水流结构和水流要素如流速、流向、水位等发生变化,二者相互依存,又相互作用,从而推动着河流不断地变化和发展。水流与河床的相互作用是通过它们之间的泥沙交换来实现的。水流挟带泥沙,河床是由泥沙组成的,它们之间经常地进行着泥沙的交换。一种情况下,通过泥沙的淤积使河床升高;另一种情况下,通过泥沙的冲刷使河床降低。泥沙运动是水流与河床相互作用的媒介。水流与河床间的泥沙交换又是受水流紊动结构所制约的。由于紊动交换作用,向上脉动水流从床面掀起泥沙颗粒并把它们带到水流中去,而向下脉动的水流则把一定数量的泥沙重新带向河底,水流紊动结构对泥沙运动有决定性的影响。因此,河流动力学研究的内容包括水流结构、泥沙运动、河床演变及河床变形预测等几个部分。它们是互相联系、不可分割的。

河流动力学与港口及航道工程建设的关系十分密切。在河流上建设一个港口,首先要正确地选定港址。除了考虑国民经济的需要、陆域条件以及水深足够外,选择港址时还必需了解河道的冲淤变化情况,尽可能选择冲淤变化不大的或冲淤变化正向着有利于建设方向发展的

地方建港。如不能满足,应另行选址或制定整治的措施。疏浚和整治航道首先要了解浅滩碍航情况和产生原因,为此必须充分掌握河床演变的规律,找出主要的影响因素,在此基础上拟订疏浚整治工程方案,使河床演变朝着有利于通航要求的方向发展,只有这样才能收到事半功倍的效果。在河流上修建水利枢纽,可以在发电、灌溉、防洪等方面获益,但也带来不少问题。在大坝上游的水库库区,其常年回水区内的滩险可全部淹没,航道水深增加,航行条件得到很大改善。但是,在库尾回水变动区内泥沙会大量淤积,使航道水深不足,妨碍航行,并使其影响范围内的码头、取水口、支流河口等淤浅甚至淤塞。在大坝下游,由于水库的调节作用,增加了枯水期的流量和水深,这是有利的一面。但也存在很多不利的方面,例如上游的浑水进入水库,经沉淀泥沙后成为清水。水库下泄清水将引起河床长距离的冲刷,使同流量下的水位降低,并引起枢纽下游河道剧烈的变化。例如葛洲坝枢纽建成以来,坝下河段遭受冲刷下切,枯水期水位比设计低水位还低 0.6m,以至下引航道和二、三号船闸下闸首的槛上水深不能达到原设计标准,特枯水位时,给航运造成了严重威胁。在丹江口水库下游,由于清水冲刷,下游河床变化剧烈,不但刷深,还严重崩岸,仅宜城县就有 5 万亩良田崩塌于汉江之中。该河段由于河床展宽,无明显深槽,洲滩变化迅速,河床极不稳定,这对航道极为不利。在河流渠化和运河工程建设中必须十分重视泥沙及河床演变问题,除了泥沙淤积和坝下游河床冲刷问题外,还要注意船闸引航道的淤积问题等。事实上,在科学技术高度发展的今天,港航工程建筑物因结构设计不当而垮塌的事故已很少见;但因河岸冲刷使建筑物坍入江中,或因泥沙淤积影响港口码头营运,甚至将港口淤塞的现象却屡见不鲜。例如汉江宜城港曾被大片边滩包围,以至枯水期船舶无法在码头靠泊。为了合理地利用和有效地治理河流,为了在河流两岸修建水工建筑物,人们必须认识和掌握河流运动的客观规律,并对其在今后的发展趋势作出定性和定量的预测。

在河口和海岸兴建工程同样要考虑河口与岸滩的演变,也会遇到泥沙冲淤问题。但河口与岸滩受波浪、潮流以及沿岸流等多种动力因素的作用;在淤泥质海岸,极细泥沙还有絮凝与浮泥等问题,情况比内河更为复杂。这些将是“海岸动力学”研究的内容。本课程将专章叙述潮汐河口的演变,对絮凝等现象将作简要的介绍;而本课程中关于泥沙性质、推移质与悬移质运动以及冲淤计算等的研究方法、概念与结论对研究河口与海岸泥沙运动有重要的借鉴意义,有些则被直接引用。本课程是学习和研究“海岸动力学”有关内容的基础。

河流动力学是在人类同江河作斗争的过程中诞生和成长起来的。河流两岸自古以来就是人类繁衍生息之所,河流给人们带来航运和生活、生产用水之利;但洪水泛滥、河道迁徙使人们深受其害。为了化害为利,人们不断地与江河进行不屈不挠的斗争。在长期斗争过程中,人们逐渐加深了对河流的了解,积累了关于河流运动发展规律的认识,从而逐步地于 20 世纪 30 年代起形成了一门新的学科——河流动力学。随着近代科学技术的进步和人们对河流认识的深化,这门学科日益发展和完善。我国古代在治河方面有着辉煌的成就,特别在都江堰工程以及与黄河作斗争方面更是举世闻名。都江堰工程是蜀太守李冰带领人民在岷江上修建的取水工程,建成于公元前 250 年秦孝王初期。它把“沃野岁灾,民受其害”,“江水初荡荡,蜀人几为鱼”的成都平原改变为“水旱从人,不知饥馑,时无荒年”的天府之国。这个取水工程在防止底部粗沙进入渠道以及既能引入足够的用水,又能防止洪水进入灌区的工程设施方面与近代无坝取水工程的设计原则,如利用弯道环流的正面引水、侧面排沙原则等是完全符合的。万里长城因其工程浩大、艰难与雄伟而成为举世公认的世界八大奇迹之一。而都江堰 2200 多年来一直抵御着岷江洪水,灌溉着成都平原,至今仍使当地数百万人民受益,从这个意义上说,它堪称世界

又一奇迹。在长期的治黄过程中,我国人民积累了许多宝贵的经验,其中不少认识如“筑堤束水,藉水攻沙”,以及“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”等关于水沙关系的论断在今天仍不失其理论和实践意义。但在解放前这些经验得不到很好的总结。

新中国建立以来,随着社会主义建设事业的蓬勃发展,对江河的利用和治理日益广泛。生产实践,特别是许多大型水利枢纽如葛洲坝等的建设有力地推动着河流动力学的迅速发展。多年来,我们进行了大规模的河道观测工作,收集了大量极其宝贵的资料;建立了许多具有相当规模的实验室;开展了多方面的理论分析、试验研究和数值计算工作,解决了生产实践中提出来的大量科学技术问题,取得了许多科学研究成果。三峡工程举世瞩目。在其前期论证工作中,泥沙问题就被列为关键技术问题之一。通过物理模型、数学模型、实船试验、原型观测等手段,就“三峡坝区泥沙淤积对通航和发电的影响及其防治”,“回水变动区河段泥沙淤积”,“坝下游河道演变及重点河段整治”等问题进行了深入的研究,其成果在整体上达到了国际先进水平^[2]。对我国江河的治理,泥沙工作者做了许多卓有成效的工作,其中钱宁、窦国仁、谢鉴衡三位院士等知名专家是其中的突出代表,他们对我国泥沙研究工作的推进,做出了杰出的贡献,在国际泥沙学界也享有很高的声誉。

虽然如此,河流动力学还是一门新兴的、发展中的学科。由于研究的问题比较复杂,现阶段还不可能完全从理论上得到解决,因此,在研究中就不得不对问题作出某些假定,进行一些简化,同时在实际工作中则广泛使用半经验的或经验的方法。本书就一些有代表性的公式较为详细地介绍了其推导过程,希望读者从中领会学习通过半经验与经验途径处理问题的方法。正因为研究问题的复杂,不同的学者处理问题的出发点和依据的资料不同,对同一问题得到的公式也各不相同,这也从一个侧面反映了本学科的不成熟。对于书中介绍的众多公式,并不要求一一背诵,而应将注意力放在弄清其物理概念,分析其影响因素,注意其建立条件和适用范围等方面,切忌盲目照搬。选定公式后进行计算时,要留意有关变量的量纲及其相互关系,不可随心所欲地取用单位。在解决实际问题时,必须依据辩证唯物主义的观点和方法,从实际出发,重视和掌握第一手资料,对所研究问题的各个方面进行全面的了解。在此基础上抓住主要因素进行理论分析和数学推导,求得相应的公式或结论,然后再回到实践中去,根据实际资料来检验所得结论的正确性,并逐步修正自己的结论,如此不断反复,不断提高。

本教材是根据“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。鉴于有关水流结构与河道水流的内容已分散到各有关部分,不另列专章,故本书共分三个单元。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,包括河床演变基本原理、不同类型河段如弯道、汉道、浅滩的河床演变和潮汐河口的河床演变;第三单元为河床演变分析及河床变形计算。在教学过程中,可根据具体情况有所侧重。第三单元属河床变形预测的范畴,为叙述方便并考虑到内容的连贯,将河床演变分析纳入第五章,第七章则专门介绍河床变形计算。应该注意的是,河工模型试验和河床演变分析及河床演变计算一样,是预测河床演变的重要手段,其具体做法将在“模型试验和量测技术”的课程中另行介绍。

思 考 题

1. 为什么说河流永远处于发展变化之中?

2. 泥沙运动在河床演变中有什么作用？
3. 河流动力学与港口航道及海岸工程有什么关系？
4. 我国古代在治水方面有哪些著名的成就？
5. 学习本课程时要注意些什么问题？

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,而造成河床淤积或冲刷,引起河床演变。泥沙运动在其中扮演着重要角色。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(泥沙颗粒的容重与淤积泥沙的干容重)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

河流中泥沙的形状各式各样。常见的砾石、卵石,外形比较圆滑常呈椭球状。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。设某一颗泥沙体积为 V ,则其等容粒径 D 为

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

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;就一般沙粒而言,可认为二者近似相等。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接近而略大。这就为用沙粒的中轴长度来代替等容粒径提供了依据。

在实际工作中,有时仅对单颗粒的卵石、砾石直接量得它的长、中、短三轴长度,再求其平均值,对于其他较细颗粒泥沙则不可能也没有必要用上述方法来确定泥沙的粒径。通常都采用筛析法或水析法(如比重计法、粒径计法等)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。

根据泥沙粒径大致符合对数正态分布的性质,克伦宾(W. C. Krumbein)提出用 ϕ - 分级法表示泥沙的粒径,其表达式为:

$$D = 2^{-\phi} \text{ 或 } \phi = -\log_2 D \quad (1-4)$$

式中: D 为粒径(mm); ϕ 为指数。

应用该方法,可以用不大的 ϕ 值变化表示相当大的粒径范围。表 1-1 是 ϕ 值与 D (mm) 的对应关系,由表可见,后一粒径为前一粒径之半, ϕ 值从 $-3 \sim 7$ 可以表示从 $8 \sim 0.008$ mm 的粒径范围。现在这种表示粒径的方法已被海洋部门广泛采用。

ϕ 值与粒径 D 的关系 表 1-1

ϕ	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7
D (mm)	8.00	4.00	2.00	1.00	0.50	0.25	0.125	0.063	0.032	0.016	0.008

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 1-2。由表可见,各类泥沙的分界数字为 $1/200-1/20-2-20-200$ 。泥沙又可分为泥、沙、石三大类,其中粘粒、粉沙属泥;沙粒属沙;砾石、卵石、漂石属石。

泥沙颗粒分级标准(我国水利工程界分类) 表 1-2

粘粒	粉沙	沙粒	砾石	卵石	漂石
0.005	0.05	2	20	200	粒径(mm)

二、沙样组成与粒配曲线

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全部沙样中所占重量百分数 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,见图 1-1。

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,还可了解沙样组成的均匀程度。如图 1-1 所示,曲线 a 与 b 坡度较陡,表示沙样内颗粒组成比较均匀,且沙样颗粒较粗,沙样 b 颗粒较细;曲线 c 坡度较缓,表示沙样各组粒径泥沙的数量接近,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。

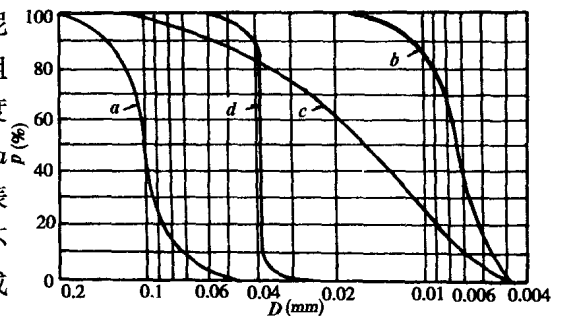


图 1-1 泥沙粒配曲线

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

中值粒径 D_{50} 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} 。

沙样的平均粒径 D_m ,是沙样内各泥沙粒径组的加权平均值。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 Δp_i , 然后求出各组泥沙的平均粒径 $D_i = (D_{\max} + D_{\min})/2$, 或 $D_i = (D_{\max} + D_{\min} + \sqrt{D_{\max} + D_{\min}})/3$, 再按下式求出其平均粒径:

$$D_m = \frac{\sum_{i=1}^n D_i \Delta p_i}{\sum_{i=1}^n \Delta p_i} \quad (1-5)$$

式中: n ——所划分的组数。

平均粒径 D_m 与中值粒径 D_{50} 之间的关系, 可近似以下式表示

$$D_m = D_{50} e^{\sigma^2/2} \quad (1-6)$$

式中: σ ——沙样粒径分配的均方差,

$$\sigma = \ln \sqrt{\frac{D_{84.1}}{D_{15.9}}}$$

当沙样为均匀沙即 σ 为零时, $D_m = D_{50}$ 。一般沙样总是不均匀的, 即 σ 总大于零, 因此天然沙的平均粒径 D_m 常大于中值粒径 D_{50} 。

沙样的均匀程度可用 σ 或其取对数前的主体部分 $\sqrt{D_{84.1}/D_{15.9}}$ 来衡量。也可用分选系数 S_0 (或称非均匀系数) 表示, 其值为

$$S_0 = \sqrt{\frac{D_{75}}{D_{25}}} \quad (1-7)$$

式中: D_{75} 和 D_{25} 分别为对应于粒配曲线上 $p = 75\%$ 和 $p = 25\%$ 的粒径。

若分选系数 S_0 等于 1, 则沙样非常均匀; 愈大于 1, 则愈不均匀。

三、泥沙的孔隙率

泥沙中孔隙的容积占沙样总容积的百分比称为孔隙率。泥沙孔隙率因沙粒的大小及均匀度、沙粒的形状、沉积的情况以及沉积后受力大小及历时长短而有不同。

对各类泥沙孔隙率的分析结果表明, 粗沙的孔隙率一般为 39% ~ 40%, 中沙为 41% ~ 48%, 细沙则为 44% ~ 49%。泥沙孔隙率的下限比较稳定, 平均在 0.40 左右。如果沙土中夹杂有少量粘土, 孔隙率可以增加至 50% ~ 54%。细颗粒泥沙往往比粗颗粒泥沙含有更多的孔隙。这是由于细颗粒的表面面积相对较大, 使得颗粒间的摩擦、吸附及搭成构架的作用增大的缘故。小于 0.005mm 的泥沙在沉淀时如形成絮凝结构, 孔隙率可高达 90%。

粒径均匀的泥沙的孔隙率最大。这是因为, 对于组成不均匀的泥沙来说, 粗颗粒泥沙间的孔隙可以由细颗粒泥沙来填塞。根据试验结果, 大小不一的圆球混合体的孔隙率可小到 15%。

形状对孔隙率有较大的影响, 这是因为搬运中的磨蚀作用将使泥沙颗粒更接近球体, 从而使孔隙率有减小的趋势。

泥沙沉积的方式对于泥沙的孔隙率也有很大影响。由于阻力的增加或床面形态的改变而使挟沙能力减少, 泥沙发生沉淀时, 在沉积面上仍然有沙粒跃移运动, 后者的冲击作用而引起的床面轻微的震动使落淤的泥沙有选择地镶嵌入最稳定的位置。这样所形成的沉积物结构十分密实, 可以承载沉重的荷重。如果泥沙含有很大的孔隙率, 由此形成的沉积物具有可移动的性质。黄河的河漫滩沉积物就因孔隙率的不同而有“铁板沙”与“晃滩沙”的区别。其原因可能与上述现象有关。

细颗粒泥沙在荷重作用下,其孔隙率随时间减少的压密过程将在下节介绍。

第二节 细颗粒泥沙的物理化学特性

一、电化学性质

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。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 σ 的表达式为

$$\sigma = \pi D^2 / \left(\frac{\pi}{6} D^3 \right) = \frac{6}{D} \quad (1-8)$$

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 1mm 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。

自然界的水往往不十分纯,而是或多或少地带有一些电解质。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,它们在含有电解质的水中会发生两种可能:一是电解质中的离子吸附在泥沙颗粒表面;另一是泥沙颗粒表面的分子发生离解。不论哪种情况,一般都使泥沙颗粒表面带有负电荷。这种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。两方面的作用,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,双电层外属中性水,见图 1-2。

颗粒表面的电荷不仅吸引异号离子,也吸引水分子。由于水分子具有极性,即水分子中的氢原子和氧原子不是均匀分布的,氢原子偏向一端,氧原子偏向另一端,这样,它就可以为静电引力所吸引。在泥沙颗粒表面负电荷的作用之下,靠近颗粒表面,在吸附层范围内的水分子便失去了自由活动的

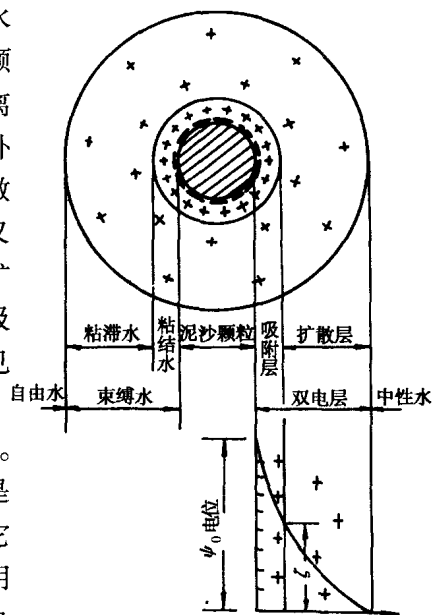


图 1-2 颗粒周围双电层及束缚水示意图

自由活动的能力而整齐地、紧密地排列起来,这被称为粘结水。据测定,颗粒表面作用于粘结水的引力约为 1 万个大气压。在这样大的压力下,粘结水的密度达到 $1.2 \sim 2.4\text{g}/\text{cm}^3$, 平均为 $2\text{g}/\text{cm}^3$ 。由这样紧密地挤压在一起的水分子组成的粘结水,在力学性质上与固体物质相同,具有极大的粘滞性、弹性和抗剪强度。它也没有传递静水压力的能力。围绕在粘结水外面,在扩散层范围内的水分子因距颗粒表面较远,受到的引力较小,水分子的排列比较疏松,仅有轻微的定向。这部分水被称为粘滞水。粘滞水的密度虽没有粘

结水那么大,但仍比普通液态水的要大,为 $1.3 \sim 1.7\text{g}/\text{cm}^3$;它也具有较大的粘滞性和抗剪强度,不能传递静水压力。粘结水和粘滞水统称为束缚水。束缚水外的水分子几乎不再受静电引力的作用,在重力作用下能自由流动,称为自由水。

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 ϕ_0 电位。在吸附层内,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 ζ 电位。它在扩散层中按指数规律衰减。 ζ 电位直接决定了扩散层的厚度,因此,扩散层的厚度往往用 ζ 电位来代表。 ζ 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。 ζ 电位的数值及双电层的厚度与水中电解质的离子浓度及价数有关。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 ζ 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, ζ 电位增加,双电层厚度也相应较大。如果水中电解质的反号离子比双电层中的反离子的价数高,就会发生离子交换。通常经过离子交换,双电层中反离子的价数增高,它们对颗粒表面上的离子的静电引力就加强,致使双电层的厚度减小。此时只需少量高价反离子即可平衡颗粒表面电荷,因而双电层厚度变薄, ζ 电位也相应变小。双电层的厚度即前面所说的束缚水的厚度。束缚水在颗粒周围形成了吸附水膜,其厚度一般为 $0.1\mu\text{m}$ 数量级,且随着颗粒的矿物组成和水的化学成分(水的 pH 值、离子的种类和浓度)等因素而变化,最大厚度可达 $2\mu\text{m}$ 。

双电层及吸附水膜的特性,对于细颗粒泥沙的性质及运动规律有重要的影响。当两个粘土颗粒相互接近时,会形成公共的吸附水膜与公共的扩散层。因颗粒表面带同号电荷,它们就互相排斥;另外,因颗粒间分子引力,即范德华(Van der Waals)力的作用,彼此又能互相吸引。所以,细颗粒在水中悬浮的状态要看这两方面合成的结果,其影响因素相当复杂。研究表明,当扩散层薄,颗粒间距较小时,粒间力表现为净引力,相邻的颗粒将彼此吸引而聚合在一起;当扩散层厚,颗粒间距较大时,粒间力表现为净斥力,相邻的颗粒将保持分散状态。分散的颗粒互相吸引,聚合成结构疏松、类似棉花团的较大团粒或团块(中间有很大的孔隙,包围密封了大量水分),称为絮团。而细颗粒泥沙在一定条件下彼此聚合的过程叫做絮凝。

二、压密过程与物理性质的变化

沙、砾石、卵石类粗颗粒泥沙一旦沉积到河底,实际上就不会再压密了。而细颗粒泥沙,特别是粘土颗粒则不是这样。由于絮凝作用,细颗粒在沉积时会连结成絮团,絮团与絮团会连结成集合体,集合体还会搭接而形成网架。絮凝的新沉积物是一个高度蜂窝状的结构,含水量很高,密度很低,如图 1-3 中的 a) 所示。这样的淤积物具有很低的抗剪强度或粘聚力。

在自重或其他外力的作用下,最脆弱的集合体与集合体之间的连结将首先破坏,并改变沉积物结构达到较为密实的平衡状态 b)。这样的淤积物具有较大的密度和粘聚力。

进一步增加压力将使絮团之间的连结破裂,絮团集合体的形式不复存在,许许多多絮团重叠排列成层,如图 1-3 中的 c) 所示。

进一步增加压力则絮团将发生变形,使絮团间孔隙消失,淤积物成为颗粒密集排列的均匀结构,如图 1-3 中的 d) 所示。

粒径小于 0.03mm 的泥沙,与颗粒分散的泥沙相比,性质上有很多差异,有时称之为淤泥。天然细颗粒淤积物在重力作用下沉降至底部,由于水分逐渐消失,形成一种随着时间而变化的

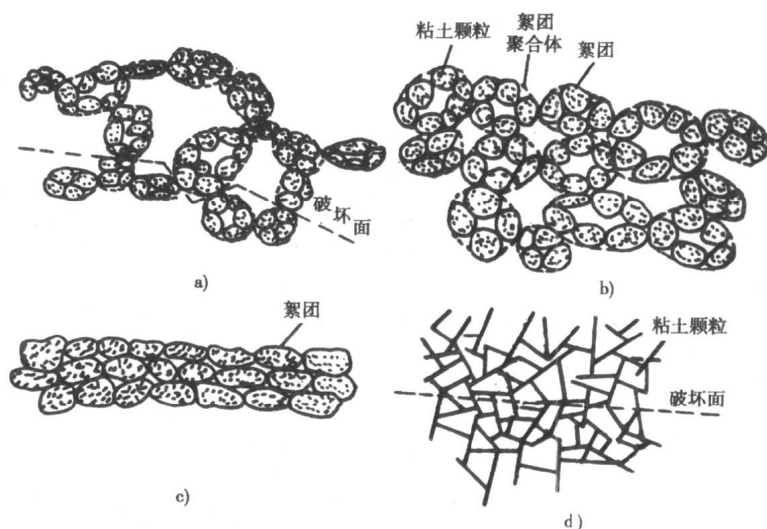


图 1-3 粘性泥沙在沉积固结过程中所形成的不同结构

材料,表现为液体、粘性体或固体。固结过程存在几个不同的阶段,可延续多年;起初水分排出较快,以后则愈来愈慢。单位体积细颗粒淤积物的干质量 ρ'_s 随时间的变化可用下式表示:

$$\rho'_s = \alpha lgt + \beta \quad (1-9)$$

式中: t 为固结时间(h); α 为主要与粒径有关的参数; β 为与水质有关的参数。 α 与 β 的值随不同的固结状态而异。显然,同一细颗粒淤积物在不同固结状态下所具有的密度、粘结力、抗剪强度也将是不同的,甚至有极大的差别。相应地,它们抵抗冲刷的能力也将大不一样。

第三节 泥沙的重力特性

一、泥沙的容重与密度

泥沙颗粒实有重量(或质量)与实有体积之比称为泥沙的容重(或密度),常用符号为 γ_s (或 ρ_s)。泥沙密度的单位为 kg/m^3 或 t/m^3 。泥沙容重由其密度乘以重力加速度而得,采用国际单位为 N/m^3 或 kN/m^3 ,工程单位为 kgf/m^3 或 tf/m^3 。由于构成泥沙颗粒的母岩成分不同,泥沙密度也略有差别。但天然河流中,泥沙密度变化范围不大,通常在 $2.55 \sim 2.75 \text{t}/\text{m}^3$ (容重在 $25 \sim 27 \text{kN}/\text{m}^3$) 之间,在实际工作中可采用其平均值, $\rho_s = 2.65 \text{t}/\text{m}^3$ 或 $\gamma_s = 26 \text{kN}/\text{m}^3$ 。

由于泥沙是在水中运动的,故它的运动状态既与泥沙的容重 γ_s 有关,又与水的容重 γ 有关。在分析计算中常出现相对数值 $(\gamma_s - \gamma)/\gamma$, 为了方便起见,令

$$a = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \quad (1-10)$$

若以 ρ_s 、 ρ 分别表示泥沙、水的密度,则

$$a = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \quad (1-11)$$

a 为无因次数,称为有效容重系数或有效密度系数,通常取 $a = 1.65$ 。

二、泥沙的干容重与干密度

组成河床的泥沙颗粒之间常有孔隙,孔隙中充满了水和空气。如取未经扰动的原状沙样,

量出它的体积,然后在烘箱内经 100~105℃ 的温度烘干后,其重量(或质量)与原状沙样整个体积之比,称为泥沙的干容重(或干密度),常用符号分别为 γ'_s (或 ρ'_s)。干容重的单位为 N/m^3 或 kN/m^3 (工程单位为 kgf/m^3 或 tf/m^3)。当研究河床冲淤变化,例如由冲淤数量求冲淤体积时,常常使用泥沙干容重(或干密度),它是确定泥沙冲淤体积的一个重要物理量。泥沙的干容重与泥沙的容重不同,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(或干密度)的最大值可达 $16.66\text{kN}/\text{m}^3$ ($1.7\text{t}/\text{m}^3$),而最小值可低于 $2.94\text{kN}/\text{m}^3$ ($0.3\text{t}/\text{m}^3$)。

干容重 γ'_s 与淤积物孔隙率 e 的关系为 $\gamma'_s = \gamma_s(1 - e)$ 。资料表明, e 的下限比较稳定,平均在 0.4 附近。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} 与干容重(或干密度)的关系见表 1-3。

D_{50} 与 γ'_s (或 ρ'_s) 的关系

表 1-3

$D_{50}(\text{mm})$	0.005	0.02	0.08
$\gamma'_s(\text{kN}/\text{m}^3)$	5.49 ~ 13.23	9.02 ~ 15.68	13.72 ~ 16.66
$\rho'_s(\text{t}/\text{m}^3)$	0.56 ~ 1.35	0.92 ~ 1.60	1.40 ~ 1.70

产生这种规律性变化的原因是泥沙颗粒孔隙率的影响。通常,泥沙粒径愈小,颗粒间孔隙率愈大,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,孔隙较大,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。而粗颗粒泥沙孔隙率较小,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 γ'_s 的变化幅度较小。

水利电力部成都勘测设计院根据我国官厅、三门峡等 9 个水库表层淤积沙样,得干密度与粒径的关系:

$$\rho'_s = \begin{cases} 4.698 D_{50}^{0.1584} & (D_{50} < 3.5\text{mm}) \\ 2.43 D_{50}^{0.04379} & (D_{50} \geq 3.5\text{mm}) \end{cases}$$

式中: ρ'_s 为表层淤积泥沙干密度(t/m^3); D_{50} 为中值粒径(m),根据该式可估算新淤泥沙的干密度。

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 10m 时,泥沙干容重的变化范围为 $14.4 \sim 15.2\text{kN}/\text{m}^3$;淤积深度为 1m 时,泥沙干容重的变化范围为 $7.15 \sim 12.7\text{kN}/\text{m}^3$ 。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 γ'_s 随淤积历时的增加而趋向于一个稳定值,较粗颗粒如卵石、砾石及沙粒等($D > 0.1\text{mm}$),淤积历时不长,其干容重 γ'_s 就趋向稳定,且初始干容重与最终干容重比较接近;而细颗粒泥沙如粉沙和粘土等($D < 0.05\text{mm}$), γ'_s 趋向稳定所需的时间要长得多,初始干容重与最