

高等学校试用教材

水 文 学

黄锡荃 主编
李惠明 金伯欣 编

高等教育出版社

内容提要

本书以水循环为纲, 阐明了水循环各要素和各种水体水文现象的物理机制、时空分布及其相互关系。主要内容有: 水文学基础知识; 水循环及水量平衡的基本理论与计算方法; 陆地表面水、海洋及地下水诸水体水循环具体过程的分析; 人类活动对水环境的影响。全书力图体现地理水文学的方向, 反映水文科学的新观点和新成就, 体系新颖, 内容丰富, 既适合师范院校地理系作教材, 也可作为综合大学地理系、工科院校有关专业师生及水文工作者的参考用书。

图书在版编目(CIP)数据

水文学/黄锡荃主编. —北京: 高等教育出版社, 1993.6
(2003 重印)
ISBN 7 - 04 - 004173 - 1

. 水... . 黄... . 水文学 . P33

中国版本图书馆 CIP 数据核字(96)第 00662 号

出版发行	高等教育出版社	购书热线	010 - 64054588
社 址	北京市西城区德外大街 4 号	免费咨询	800 - 810 - 0598
邮政编码	100011	网 址	http://www.hep.edu.cn
总 机	010 - 82028899		http://www.hep.com.cn
经 销	新华书店北京发行所		
排 版	高等教育出版社照排中心		
印 刷	北京印刷三厂		
开 本	787×1092 1/16	版 次	1985 年 6 月第 1 版
印 张	18.75	印 次	2002 年 9 月第 11 次印刷
字 数	460 000	定 价	15.20 元

本书如有缺页、倒页、脱页等质量问题, 请到所购图书销售部门联系调换。

版权所有 侵权必究

前 言

1991年10月,国家教委高等学校理科地理教学指导委员会水文-气象教材建设组,为深化改革高校理科教育,提高基础课教材质量,讨论确定师范院校地理系《水文学》教材需要重新编写,并委托我们承担这一工作;同时要求尽快完成书稿,以应1993年秋季教学使用。由于1991年8月全国高校地理系水文教学研究会在大连开会期间曾专门讨论了《水文学》教材的改革问题,这就为新编《水文学》教材打下了良好的基础。编者接受任务后,随即根据教改要求草拟教材编写大纲,并印发给全国有关高校广泛征求意见,同时分头赴北京、南京等地收集资料。在汇总了各高校教师对大纲的意见,几经修改定稿后,我们集中半年时间全力撰写,并如期完成书稿,提供评审。

水文学是研究地球上水的性质、分布、循环、运动变化规律,及其与地理环境、人类社会之间相互关系的科学,在水资源严重欠缺的今天,掌握水文科学的基本规律尤为重要。作为师范院校地理系的一门专业基础课,《水文学》主要着重水文科学基础理论的阐述。

本教材体系贯穿了水循环和水量平衡的基本线索,突破了以往教材按各个水体分别描述的结构框架。全书力图体现地理水文学的方向,既注意突出水与其它自然要素之间的关系,以较大篇幅阐述水体运动转化、及其环境效应;也十分重视人为因素的作用,增加了人类活动对水环境影响的内容,同时,从资源观出发,水量、水质兼顾阐述。教材内容既注意提高教学的起点,反映水文学科的新成就,各章节普遍增加了水文学新理论的原理、机制的论述,及分析计算方法的介绍,同时也注意满足师范院校地理系后继课程教学的要求,对一些必要的基础知识作适当的保留。

本教材编写大纲第一稿送全国高校地理系及水利院校审阅后,收到杨戊教授等20余位专家的宝贵书面意见,编写过程中也曾得到有关院校大力支持;提供资料,南京大学大地海洋科学系甚至将尚未出版的《水文学基础》自用教材供作参考。所有这些对本教材的编写都起了很大的作用。1992年5月高等教育出版社委托地理教学指导委员会委员、水文气象教材建设组组长沈灿燊教授主持,组织了部分有经验的高师水文学教师,对本教材进行审稿,参加者有吴国元、马瑞俊、宝音、林其东、张效良、张育德、刘改有、黎勇奇等同志。在评审过程中,提出了许多宝贵意见,谨向以上各院校和所有专家表示衷心的感谢!

全书除绪论外共分六章。其中绪论、第三章、第六章的第一节由黄锡荃编写,第一章、第四章、第六章的第二节由李惠明编写;第二章的第一至六节、第五章由金伯欣编写;第二章的第七节由黄锡荃、金伯欣合写。最后由黄锡荃统稿定稿。由于时间仓促、水平有限,定会存在谬误和不足,敬请广大读者批评指正。

编 者

1992年6月

目 录

绪 论	1	第三节 蒸发	51
一、水文学的研究对象	1	一、蒸发的物理机制	51
二、水文学发展简介	1	二、影响蒸发的因素	53
三、水文学的体系	2	三、蒸发量的计算	55
四、水文学的地理研究方向——地理水文学 ...	3	第四节 水汽扩散与输送	59
五、水文现象的主要特点	4	一、水汽扩散	59
六、水文学的研究方法	4	二、水汽输送	62
七、水文学课程性质及教学目的要求	5	第五节 降水	66
第一章 地球上水的性质与分布	7	一、降水要素	66
第一节 地球上水的物理性质	7	二、面降水的计算	68
一、水的形态及其转化	7	三、影响降水的因素	70
二、水的热学性质	9	四、可能最大降水	73
三、水温	10	第六节 下渗	74
四、水的密度	16	一、下渗的物理过程	75
五、水色与透明度	17	二、下渗理论与下渗经验公式	76
第二节 地球上水的化学性质	18	三、影响下渗的因素	79
一、天然水的化学成分	18	第七节 径流	81
二、天然水的矿化过程	19	一、径流的涵义及其表示方法	81
三、天然水的分类	20	二、径流的形成过程	82
四、水体的化学性质	22	三、影响径流的因素	85
第三节 地球上水的分布与水资源	29	第三章 陆地表面水的组成与运动	89
一、地球上水的分布	29	第一节 陆地表面水的组成与结构	89
二、水资源涵义与特性	30	一、陆地表面水的组成	89
三、世界水资源	31	二、陆地表面水的结构	90
四、我国水资源	32	第二节 流域产流与汇流	90
第二章 地球上的水循环	41	一、流域产流理论	90
第一节 水循环概述	41	二、流域汇流分析	97
一、水循环基本过程	41	三、流域产、汇流计算与模型简介	100
二、水循环的类型与层次结构	42	第三节 河流的水情	110
三、水体的更替周期	43	一、水情要素	110
四、水循环的作用与效应	44	二、年径流的有关概念	112
第二节 水量平衡	47	三、正常年径流量的计算	114
一、水量平衡概述	47	四、径流的年际变化	116
二、通用水量平衡方程	48	五、径流的年内变化	118
三、全球水量平衡方程	49	六、洪水与枯水	120

第四节 河水的运动	124	一、海洋能量效应	218
一、河水的运动状态	125	二、海洋的大气环境效应	221
二、河水的纵向运动	126	第五章 地下水的结构与运动	225
三、河水的环流运动	129	第一节 地下水系统的组成与结构	225
四、河流的泥沙运动	132	一、地下水的贮存空间	225
第五节 冰川运动与补给	139	二、地下水流系统	228
一、冰川的形成及类型	140	三、地下水系统垂向结构	229
二、冰川的物质平衡与运动	142	第二节 地下水类型	232
三、冰川积雪融水对河流的补给作用	146	一、地下水基本类型的划分	232
四、冰川与大气、海洋的相变转换	148	二、包气带水	233
第六节 湖水的运动与调蓄	149	三、潜水	235
一、湖泊概述	149	四、承压水	238
二、湖泊、水库水的运动	152	五、孔隙水	240
三、湖泊、水库水量平衡与调节作用	156	六、裂隙水	241
四、湖泊的演化	162	七、岩溶水	242
五、沼泽	163	第三节 地下水的补给与排泄	243
第七节 径流向海汇集及其效应	164	一、地下水的补给来源	243
一、入海河口的水文特性	165	二、地下水径流	245
二、径流向海汇集效应	173	三、地下水的排泄	246
第四章 海洋的结构与海水的运动	177	第四节 地下水运动	248
第一节 海洋的组成与结构	178	一、结合水运动	249
一、海洋的组成	178	二、毛管水运动	250
二、海洋运动的结构	179	三、重力水运动	252
第二节 波浪	180	第五节 地下水的动态与平衡	257
一、波浪概述	180	一、影响地下水动态的因素	257
二、小振幅波和有限振幅波	182	二、地下水动态	258
三、风浪和涌浪	187	三、地下水平衡	261
四、地震、海啸与风暴潮	189	第六章 人类活动对水环境的影响	264
五、近岸波	191	第一节 人类活动的水文效应	264
第三节 潮汐	192	一、水利工程、农业措施对水文要素的影响	264
一、潮汐及其类型	192	二、森林水文效应	267
二、潮汐的成因	194	三、城市水文效应	270
三、潮汐的变化	199	四、人类活动水文效应的研究方法	273
四、潮流	201	第二节 人类活动对水体水质的影响	274
第四节 洋流	203	一、影响水体水质的物质来源	274
一、洋流的成因及类型	203	二、天然水体水质恶化特点	277
二、大洋环流系统	209	三、水体的自净能力	279
三、水团	214	四、水环境容量	286
四、中尺度涡	214	主要参考文献	291
五、厄尔尼诺现象	215		
第五节 海洋效应	218		

绪 论

一、水文学的研究对象

水文学是研究地球上水的性质、分布、循环、运动变化规律及其与地理环境、人类社会之间相互关系的科学。地球表层的水,经过约 35 亿年的积聚和演变,逐渐形成了今天的水圈。水圈中的水广泛渗透于地球表面的岩石圈和大气圈,积极参与地表的各种物理、化学过程,不仅改变了岩石圈的面貌,也使大气圈的大气现象变得复杂多样,而且导致生物圈的出现,从而水又积极参与地表的生物过程。水对地理环境和生态系统的形成与演化具有重大的影响。

水是生命活动的物质基础,是人类赖以生存、发展的最宝贵的自然资源。无论是过去、现在或是将来,水始终是影响人类社会发展的的重要因素,因此,水文科学在认识自然、改造世界的斗争中,有着重要的意义和广阔的前途。

自然界的水总是以一定的水体形态存在的,如江河、湖泊、海洋、地下水等,这些水体就成为水文学的主要研究对象。由于各种水体均通过蒸发、水汽输送、降水、地面和地下径流等水文要素的紧密联系,相互转化、不断更新,并渗透到地球的各个自然圈层,形成一个庞大的水循环动态系统,故水循环的研究是水文学的核心内容。随着水资源开发利用的规模日益扩大,人类活动对水环境的影响明显增强,大规模的人类活动干扰了自然界的水循环过程,改变着各个水体的性质,因此,水资源的开发利用和人类活动对水环境的反馈效应的研究,也已成为现代水文学研究的重要内容。

二、水文学发展简介

人类在争取生存和改善生活的实践中,特别是在与水旱灾害作斗争的过程中,对经常遇到的各种水文现象进行探索,在不断认识和积累经验的基础上,吸取了其他基础学科的新思想、新方法,经历了一个由萌芽到成熟、由定性到定量、由经验到理论的历史发展过程,逐渐形成了水文科学。

自远古至约 14 世纪末,为水文现象定性描述阶段。本阶段特点是:开始了原始观测,水文现象的定性描述及经验积累。世界上最早的水位观测出现在中国和埃及。公元前约 22 世纪,大禹治水已“随山刊木”(即立木于河中)以观测水位,以后都江堰的“石人”,隋代的石刻水则,宋代的水碑,明代的“乘沙量水器”等相继出现,表明古代水文观测不断进步,《吕氏春秋》、《水经注》等古代著作中,系统记载了我国各大河流的源流、水情,并记载着水文循环的初步概念及其他水文知识。

自 15 世纪初至约 19 世纪末,为水文科学体系形成阶段。本阶段特点是水文现象由概念性描述进入定量的表达,水文理论逐渐形成。欧洲文艺复兴及产业革命后,自然科学及技术科学迅速发展,1424 年中国和朝鲜先后开始统一制作和使用标准测雨器。以后自计雨量计(1663, C. 雷恩等),蒸发器(1687, E. 哈雷),流速仪(1870, T. G. 埃利斯)等仪器相继发明,19 世纪以

来, 各国普遍建立水文站网和制定统一的观测规范, 从而为水文现象实测、定量研究和科学实验提供了条件, 这段时期内, P. 佩罗的水量平衡概念(1674), 谢才公式(1775), 道尔顿蒸发公式(1802), 达西定律(1856) 等理论和公式相继出现, 至此, 水文科学体系已逐渐形成。

自 20 世纪初至 50 年代, 为应用水文学兴起阶段。本阶段特点是水文观测理论体系进一步成熟, 应用水文学进一步发展。第一次世界大战后, 各国经济恢复与发展, 防洪、航运、发电、工农业需水等各种建设向水文学提出了大量的新课题, 以工程水文学为主的应用水文学相应诞生, 不少产汇流理论、计算公式, 如等流时线、单位线等理论和方法相继出现, 大大改进了水文计算和水文预报的方法, 提高了成果的精度。随着工程水文的发展, 农业水文学、森林水文学、城市水文学也相应兴起。1949 年《应用水文学》(R. K. 林斯雷等)、《应用水文学原理》(D. 姜斯登等) 等专著出版, 它们总结了这一时期的成就, 使水文学开始直接为生产和生活服务。故应用水文学是水文科学体系中最富有生气的分支科学。

20 世纪 50 年代以来, 进入现代水文学阶段。本阶段特点是引进遥感、电算等新技术、新方法, 重点开展水资源及人类活动水文效应的研究, 分支学科不断派生, 研究方法趋向综合。50 年代以来, 科学技术进入新的发展时期, 雷达测雨、中子散射法测土壤含水、放射性示踪测流、同位素测沙、卫星遥感传送资料等, 现代技术的引用使人们能获得使用通常方法无法取得的水文信息, 拥有现代化设备的实验室使人们有可能对水文现象的物理过程了解得更深透, 水文模拟、水文随机分析和系统分析方法, 使人们研究水文现象的能力显著增大, 电子计算机的应用, 更使水文测验、水文研究的自动化成为可能。新技术、新方法的应用, 为现代化水文研究提供了良好的基础。50 年代以来, 社会生产规模空前扩大, 生活与生产用水不断增多, 环境污染趋向严重, 水资源的紧张, 迫使水文学特别侧重于水资源的研究, 研究工作中既着眼水量, 也着眼水质, 既注意洪水, 也注意枯水, 不仅研究一条河流, 一个流域的水文特性, 还要研究跨流域、跨地区的水资源综合调度利用中的水文问题。今天的水文观测、水文分析, 已不仅是为自然水体运动变化的研究, 或工程设计提供资料数据, 还要为水资源管理, 水资源评价和水资源优化利用提供依据, 并为开展人类活动的水文效应的研究提供有力的依据。当前水文科学与其它科学之间的边缘学科正在兴起, 并不断分化新的分支学科。从现代水文学的发展趋势看, 它的社会属性日益表现出来。因此, 水文学将有可能成为兼具自然科学、技术科学和社会科学特性的一门综合性科学。

三、水文学的体系

作为基础科学, 水文学是地球科学的一个组成部分, 因为水循环使水圈、大气圈和岩石圈紧密联系, 故水文科学与地球科学体系中的大气科学、地质学、自然地理学的关系非常密切。水文科学开始主要研究陆地表面的河流、湖泊、沼泽、冰川等, 以后扩展到地下水、大气中的水和海洋中的水。传统的水文科学是按研究的水体对象划分分支科学的, 主要有: 河流水文学、湖泊水文学、沼泽水文学、冰川水文学、水文气象学、地下水文学和海洋水文学。

水文科学主要通过定点观测、野外查勘和室内外实验等手段, 获得水体时空分布和运动变化的信息, 因而形成了水文测验学、水文调查、水文实验三个分支学科。

区域水文学是水文科学与自然地理学共同研究水在特定的地理环境中的作用而发展起来的, 主要有: 流域水文学、河口水文学、山地水文学、坡地水文学、平原水文学、干旱区水文学、岩

溶水文学以及区域类比研究的比较水文学等分支学科。

作为应用科学,水文学又分:工程水文学(其中包括水文计算、水利计算、水文预报等组成部分),农业水文学、土壤水文学、森林水文学、都市水文学等。

50年代以来,新技术新方法的引进,出现了一些新的分支,主要有:随机水文学、模糊水文学、系统水文学、遥感水文学、同位素水文学等。近些年来,水资源水文学作为一门自然、技术和社会综合科学的出现,标志着水文科学进入了一个崭新的发展时期。

总之,现代水文学由于相关学科的渗透,现代化技术的促进,社会生产的发展,水资源开发的需求等,学科前沿不断扩大,不同层次的新分支学科不断兴起,有些分支学科虽然尚欠成熟,却表明了水文学目前已拓展了自己的领域,呈现出巨大的活力。

四、水文学的地理研究方向——地理水文学

水文学从其研究方向来说,一般可以归纳为三个方向,即地理学、地球物理学与工程学。早期的水文学孕育在地理研究与工程研究之中,地球物理方向是近代发展的,主要偏重于数理范畴。现代水文学的研究中,三种方向是并存的,而且都是现代水文学理论发展和实际研究所必要的。三种方向也是水文研究的三种途径,它们虽然各有独立性,但是彼此又保持着配合与联系。

水文学的地理研究方向,过去统称为“水文地理学”(Hydrography),由于该词的涵义容易误解为仅注重区域水文现象的描述,而忽视学科的理论基础,不能有效地利用地理学原理指导水文学的研究工作。经中国地理学会水文专业委员会多次讨论,建议改用“地理水文学”(Geographical Hydrology)一词,它同时隶属于地理学和水文学,而作为这两门科学的分支科学。

“地理水文学”一词最早是在1981年由苏联学者A.安基波夫提出的,他在“水文研究的地理学观点”一文中,以景观学,即地理系统学说为核心,详细地阐述了水文研究的地理学途径。我国著名的地理水文学家郭敬辉等认为:水文地理学主要以自然地理学原理与现代自然地理学的新思想(包括水热平衡、景观地球化学、生物地理群落研究的新成就,以及地理系统分析的新概念)为基础,同时吸取地学相邻学科(包括地质学、气象学、地貌学、土壤学、地植物学及人文地理学等)的基本知识和技术方法,对各种水文现象和水文过程开展研究。

相对于工程水文研究来说,地理水文研究更侧重于弄清水体运动变化的自然规律,总体演化趋势,更注意开展与其它自然地理因素之间相互影响的综合研究;更多地考虑到水体是一定地理环境中的客观存在,区域因素决定了各水体的区域差异性。也就是说,地理水文研究具有宏观性、综合性及区域性三大特点。

在我国,过去对地理水文学虽有研究,但较零散。50年代开始以河流为主做了大量工作。50年代末到60年代中期,研究工作从河流水文逐渐扩大到冰川、湖泊、沼泽、冻土、河口等其他陆地水体,相应的研究机构和实验站也相继建立,中国地理学会也成立了水文专业委员会,因而地理水文的研究得到了迅速发展,开始形成体系。70年代中期以来,先后召开五次全国地理学会水文专业委员会学术讨论会,进一步推动了地理水文的研究工作,从而使地理水文研究进入了一个新的发展时期,水资源问题、环境水文研究也迅速兴起,水循环、水量平衡及与之有关的环境调查和实验工作日趋加强。

当前,地理水文学应以水、环境与人类社会作为学术研究的中心内容,从发展趋势看,积极

开展水循环系统与水量平衡、区域水文、特殊水体的水文(岩溶、冰川、河口、干旱区等)、环境水文、水资源水文、比较水文,以及新技术的应用(包括遥感、实验技术的研究)和系统论、控制论、信息论等的引进是至关重要的。

五、水文现象的主要特点

水循环过程中,水的存在和运动的各种形态,统称为水文现象。例如:河湖中的水位涨落,冰情变化,冰川进退,地下水的运动和水质变化等。水文现象在各种自然因素和人类活动的影响下,时空分布变化上具有下列特点:

(1) 水循环永无止尽 任何一种水文现象的发生,都是全球水文现象整体中的一部分和永无止境的水循环过程中的短暂表现。也就是说,一个地区发生洪水和干旱,往往与其他地区水文现象的异常变化有联系;今天的水文现象是昨天水文现象的延续,而明天的水文现象则是在今天的基础上向前发展的结果。任何水文现象在空间上或时间上总是存在一定的因果关系的。

(2) 水文现象在时间变化上既具有周期性又具有随机性 水文现象的周期性,分别有以多年、年、月、日、为单位的周期,例如河流、湖泊一般每年均有一个汛期与一个枯季,同时河湖还存在着连续丰水年与连续枯水年相交替的多年周期。海洋和潮汐河口的水位则既存在以日或半日为周期的涨落潮的变化,还存在以半月为周期的大小潮的变化等。以冰雪融水为水源的河流受制于气温的日周期变化,其水文现象也具有日周期的变化规律。形成上述周期变化的原因主要是地球公转及自转,地球和月球的相对运动,以及太阳黑子的周期性运动所导致的昼夜、四季交替的影响所致。虽然河流每年均会出现汛期或枯水期,但是每年汛期和枯水期出现的时间、水量和过程通常是不会完全重复的,即每年汛期出现的时间和量值却具有随机性。这是因为影响水文现象的因素众多,各因素本身在时间上也在不断地变化,并且相互作用、相互制约所致。因此,在时间上水文现象的周期性既是必然的,又是偶然的;有确定性的一面,又有随机性的一面。

(3) 水文现象在地区分布上既存在相似性,又存在特殊性 不同的流域,如果所处的地理位置(指纬度、距海远近等)相似,由于纬度地带性的影响,水文现象也就具有一定程度的相似性。例如,我国南方湿润区的河流,水量充沛,年内分配较均匀,含沙量较小,而北方干旱地区的河流则水量不足,年内分配不均,含沙量大。地带相似性反映水文现象在空间变化上存在确定性的一面。然而有时,不同流域虽然处在相似的地理位置,但由于各流域的地质、地形等非地带性下垫面条件的差异,水文现象就会有很大的差异,例如,同一气候带,山区河流与平原河流、岩溶区与非岩溶区,其水文现象就有很大的差别。这种局部性的变化反映水文现象在空间变化上也存在不确定性的一面。

总之,任何水文现象无论在时间或空间上均同时存在确定性和不确定性这两方面的性质。只是在某种情况下,更多地表现出确定性规律,而在另一种情况下,更多地表现不确定性的特性。

六、水文学的研究方法

水文学的研究与其他科学研究一样,通过实践获取信息,分析信息,得出规律,用以指导人们改造自然,同时促进水文科学自身的发展。随着对水的认识的不断发展和深化,人们已经越

来越意识到水文循环是自然界各种水体的存在条件和相互联系的纽带,是水的各种运动、变化形式的总和,是水文科学研究的主要对象和核心,而且水文循环过程中,水文现象所表现出的特点决定了水文学研究的特点和方法。

水文学的研究必须建立在实测资料的基础上,以辩证唯物论的认识论和方法论作指导,根据水文现象的基本特性进行综合分析。研究水文规律所需的实测资料,通常是通过水文调查、水文观测和水文实验等途径获得的。

水文学研究的特点,是通过已经获得的短暂的实测水文资料(通常最多仅有100余年的实测系列),把各种水文现象作为一个整体,并把它们同大气圈、岩石圈、生物圈及人类活动对它的影响结合起来,进行水文过程和水文规律的研究,并进一步预测或预估水文情势的未来状况,例如,对旱涝灾害作出中长期预报,对水利工程未来数百年期间可能遇到的特大洪水作出概率预估等,从而直接为人类生活和生产服务。

传统的水文学研究方法主要有成因分析法、数理统计法和地理综合法三种。成因分析法以物理学原理为基础,研究水文现象的形成、演变过程,揭示水文现象的本质、成因,其与各因素之间的内在联系,以及其定性和定量的关系,通常是建立某种形式的确定性模型。数理统计法是以概率理论为基础,根据实测资料,运用数理统计方法,求得水文现象特征值的统计规律,或对主要水文现象与其影响因素之间进行相关分析,求出其经验关系。20世纪60年代发展起来的随机水文学,则主要是运用随机分析方法,把水文现象确定性和不确定性结合在一起研究。地理综合法是按照水文现象地带性规律和非地带性的地域差异,用各种水文等值线图表示水文特征的分布规律,或建立地区经验公式,以揭示地区水文特征。

七、水文学课程性质及教学目的要求

(一) 课程性质与教学要求

作为部门自然地理学的水文学是高师地理系必修的专业基础课,它与地理系开设的地质学、地貌学、气象气候学、土壤学、植物地理学等课程关系十分密切,本课程应着重阐述水文科学的基础知识和基本理论,使学生认识水是自然界中最活跃的因子之一,它不但与自然地理各要素具有相互联系和相互制约的关系,而且广泛渗入地球表层的岩石圈、大气圈和生物圈,积极参与地球上各种物理、化学及生物过程,给地理环境、生态系统以重大的影响。水又是生命活动的物质基础,是人类赖以生存、发展的最宝贵的自然资源之一。通过本课程的教学,使学生掌握水资源开发利用和保护的一般知识。此外水文学还要为后续课及中学地理教学提供必要的基础知识。

(二) 教材的主导思想

由于水文循环是水文学的核心内容,地球上各种水体通过水文循环过程相互联系、相互转化,从而影响了气候、生态,塑造地表,实现地球化学的迁移,并给人类不断提供再生的淡水资源。水量平衡是指水循环过程中蒸发、降水、径流等要素之间的数量关系,它是物质不灭定律在水文循环过程中的体现,水量平衡也是水文科学最基本的内容之一。因此,本教材主导思想是以水循环、水量平衡为纲,将地球各圈层中的水体,按水循环过程作系统的、有机联系的阐述,使学生掌握各种水体运动、变化和相互转化的基本理论及分析计算方法。

(三) 本教材的组成

本教材由下列四部分组成。

1. 水文学基础知识 主要通过第一章阐述水的分子结构、形态组成及其转化,水及各种水体的物理、化学性质,水及水资源的空间分布。

2. 水文循环及水量平衡基本理论 主要通过第二章阐述水文循环基本过程、影响因素,各要素的物理机制和分析计算方法,水量平衡原理及其在水资源估算中的应用,以及水文循环的作用、效应等。

3. 水文循环具体过程的分析 由于水循环实质上是一个动态有序的大系统,按系统分析的观点,本教材第三章至第五章分别阐述陆地地表、海洋、地下三个水文循环亚系统的水文循环具体过程及其理论,并阐明亚系统之间和亚系统内的子系统之间相互转化的关系。

4. 人类活动对水循环的影响 鉴于社会经济迅速发展,科学技术不断革新,人们改造自然的能力愈来愈大,大规模的人类活动干扰了自然界水文循环过程,影响着各个水体的性质。破坏了生态平衡,从而使水、自然环境和人类社会的关系严重失调。除水量外,水文科学对水质的研究也越来越多。故本教材在第六章专设人类活动对水环境的影响,作为水文学的重要内容之一。

第一章 地球上水的性质与分布

地球上的水是指地球上水圈内所有形式的水,如海洋水、河流水、湖泊水、沼泽水、冰川水、地下水、土壤水、生物水、大汽水等。在地理环境要素中,水是最活跃的因子,在其循环运动过程中,与大气圈、岩石圈、生物圈之间,处于相互联系、相互作用之中,使其水量与水质不断地发生变化。水又是宝贵的自然资源,是保证人类生活和发展工农业生产的重要物质条件之一。

第一节 地球上水的物理性质

水具有不同于一般物质的物理性质,这些异常的物理性质使水在自然界和生物体内,表现出某些独特的效应与作用。

一、水的形态及其转化

地球上的水以气态、液态和固态三种形式存在,在常温条件下三相可以互相转化。

(一) 水分子的结构

每个水分子(H_2O)都是由一个氧原子和两个氢原子组成。水分子的键角 HOH 为 $104^\circ 31'$, $\text{O}-\text{H}$ 键的键长为 0.9568 \AA ($1 \text{ \AA} = 0.1 \text{ 纳米}$),见图 1-1,形成等腰三角形。由于氧原子对电子的吸引力比氢原子大得多,所以在水分子内部,电子就比较靠近氧原子。这样,电子就有在氧原子周围相对集中的趋势,形成较浓厚的电子云,掩盖了原子核的正电核。所以,在氧原子一端显示出较强的负电荷作用,形成负极;相反,在氢原子周围,电子云相对稀薄,于是显示出原子核的正电核作用,形成正极,使水分子具有极性结构。

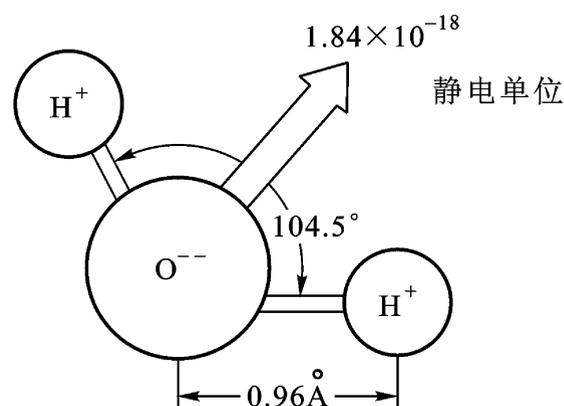


图 1-1 水分子及其原子结合简图

由于水分子具有极性,在自然界,水不完全是单水分子 H_2O ,而更多的情况下是水分子的聚集体。水分子聚集体包括:单水分子(H_2O)、双水分子($(H_2O)_2$)、三水分子($(H_2O)_3$),见图 1-2。

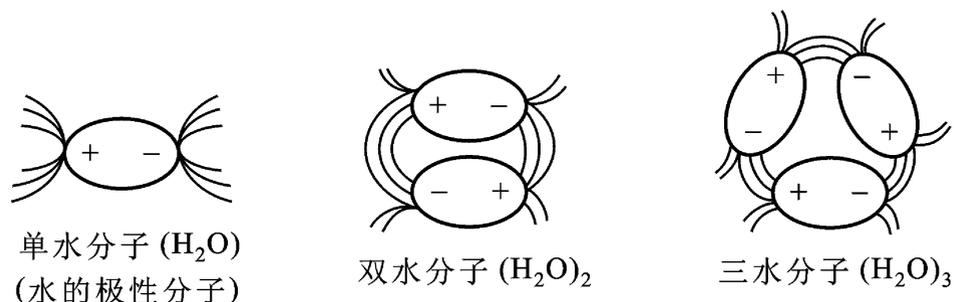


图 1-2 水的偶极形成的二聚水体和三聚水体

(二) 水的三态及其转化

在一个标准大气压下, 纯水 0 为冰点, 100 为沸点。0 以下为固体, 0 ~100 为液体, 100 以上为气体。但在地球上的常温条件下, 水的三态(气态、液态、固态) 可以相互转化。

1. 水的三态与水温 随着水温的变化, 三态水分子的聚合体也在不断的变化。从表 1 - 1 可见:

表 1 - 1 不同水温水分子聚合体的分布(%)

分子式	冰		水		
	0	0	4	38	98
H ₂ O	0	19	20	29	36
(H ₂ O) ₂	41	58	59	50	51
(H ₂ O) ₃	59	23	21	21	13

1) 随着水温的升高, 水分子聚合体不断地减少, 而单水分子不断地增多。当温度高于 100 呈气态时, 水主要由单水分子组成。

2) 随着温度的降低, 水分子聚合体不断增多, 单水分子不断减少。水温达到 0 结冰时, 单水分子为零, 而强力缔合结构的三水分子增多, 因三水分子结构特性, 使液态水变成固态冰时, 体积膨胀 10%, 若冰变成液态水时, 体积减小 10%。

3) 水温在 3.98 时, 结合紧密的二水分子最多, 所以此时水的密度最大, 比重为 1。

2. 固态水(冰)的结构 气体水分子能凝聚成液态水和固态水(冰), 主要是氢键起着强烈的缔合作用。在冰晶中, 氧原子和氢原子的排列是很有规则的, 其结构是每个氧原子通过氢键, 按四面体取向, 与另外四个氧原子联结, 见图 1 - 3, 呈现六方晶系的冰, 见图 1 - 4。正是由于冰晶内每个氧原子通过氢键以等键距与另外四个氧原子相联结, 在冰晶中的水分子则具有比较完整的正四面体结构形态, 键角增为 109 28 , 键距亦增至 1.01 。从水蒸气到凝聚态的冰, 氢键

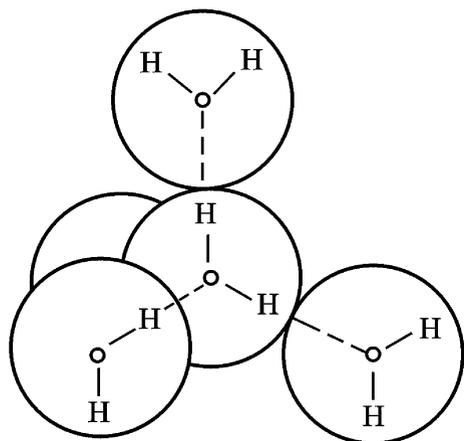


图 1 - 3 冰晶格中按四面体排列的相邻水分子

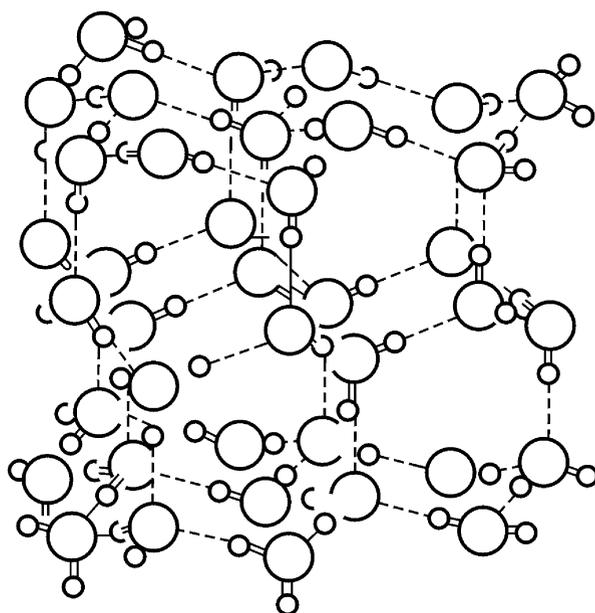


图 1 - 4 冰的结构

为凝聚力的主要方面, 为了尽可能生成较强和较多的氢键, 原来水分子中的 O—H 键必须拉伸。

由此带来的后果是,水分子必须按空间利用率颇低的四面体形态堆积,故冰的晶体是一个十分敞开的结构,其密度较低。

冰晶中的内在矛盾主要表现为氢键的凝聚力和氢核的振动、水分子的热运动,前者为吸引因素,后二者为排斥因素。

3. 液态水结构的主要理论模型 从冰转化为液态水,体现了物质内在矛盾相互依存的形式随着条件的改变而变化,即同一性的转化。当温度升高至 0°C 以上时,条件改变了,原来与吸引因素共居于冰晶统一体中的微不足道的排斥因素,即氢原子振动和水分子的热运动,便从劣势转为优势,运动的结果使氢键部分断裂。于是,冰晶的有规则的固体结构崩溃,并熔化为液态水。水分子的半径在冰熔解时,也有微小的变化。

液态水的结构问题,吸引了世界上许多科学家注意。近半个世纪以来,不断有新理论提出,并获得迅速发展,至今这一研究领域仍较活跃。已提出的液态水结构的理论模型,大体上可分为两大类,即连体理论和混合体理论。二者都是以液态水如何偏离固态水结构这一前提为出发点的。上述理论都在不同程度上忽略了液态物质在结构上有很大任意性这一特点。液态水的“闪动簇团”模型,则可弥补这一严重的疏忽。

“闪动簇团”模型,是把液态水看成以氢键结合的水分子的闪动簇团,在略为“自由”的水中游泳的一种液态体系,见图 1-5;这些簇团的尺寸是比较小的,且处于不断地转化或“闪动”的状态;所谓“闪动”,就是说这些小簇团本身是非常动荡的,意即这里的氢键缔合解开了,而另一处缔合又立即完成,簇团与非簇团的水分子之间,也是处在连续地相互渗透、相互转化之中,因而整个液体是均匀的,并可保持在一种稳定的流通状态之中。

总之,液态水是一个极度复杂的凝聚相体系,它既包含有水分子的缔合体即簇团,又包含着水分子的微粒,此二者在液态温度 $0\sim 100^{\circ}\text{C}$ 的条件下共居、共存,且处于连续的转化“闪动”之中。这就是液态水之内存在着的矛盾同一性。“闪动簇团”理论模型较其他理论模型,能更好地概括液体水的特异结构性能,但这种理论在较长时间内多处于定性阶段,现借助于统计力学,其定量化研究也开始进行,并获得迅速发展。

二、水的热学性质

水是所有固体和液体中热容量最大的物质之一,能吸收相当多的热量而不损害其稳定性。也就是说,把水加热到某一温度,要比重量相同的其他物质加热到同一温度,需要更多的热量。

水变成水汽或冰融成水都要吸收热量。相反,水汽凝结和水结成冰都要放出热量,而且吸收或放出的热量是相等的。这种吸收或放出的热量称为水的潜热。水在 0°C 直接蒸发,其潜热为 2500 J/g ; 在 100°C 时,汽化潜热为 2257 J/g ,冰在 0°C 时,融解潜热为 1401 J/g ; 冰直接升华

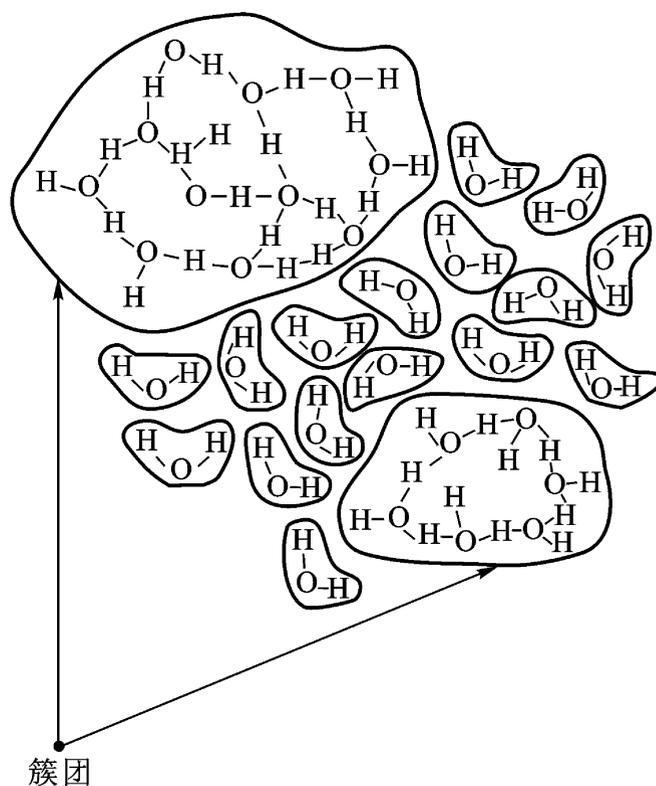


图 1-5 液态水的闪动簇团模型

潜热为 $1\,401 + 2\,500 = 3\,901\text{ J/g}$ 。水的融解和水的蒸发,其潜热均较其他液体为大,这与水分子结构有关。因为热量不仅用于克服分子力,而且需要用于双水分子(H_2O)₂ 和三水分子(H_2O)₃ 聚合体的分解上。

水的热容量与潜热特性,对整个地球上的热量变化具有重要的调节作用,使冬季不致过冷,夏季不致过热。

三、水温

水的温度是一个很重要的物理特性,它影响到水中生物,水体自净和人类对水的利用。天然水的温度因所得到的热量来源不同而异。太阳辐射是地球上各种水体的主要热源之一。

(一) 海水温度

1. 海水热量的收支 海水中的热量主要来自太阳辐射。它每年获得的热量等于支出的热量,否则海水的温度就要发生变化。从整个海水的年平均温度来看,几乎没有变化。但一年中不同季节、不同海区的热量收支并不平衡,因此引起了海水中温度的分布与变化的不同。海水中的热量收支情况如表 1 - 2。表中的各项热量收支,对海水温度分布与变化的影响并不相同。热量的收入以太阳短波辐射和大气长波辐射最为重要。洋流带来的热量只对局部海区有较大影响,其他方式所提供热量较少;热量的支出以海面辐射和蒸发更为重要,在局部海区由洋流带走的热量对水温变化也有较大影响,由于海水的垂直紊动混合,可把热量传到深处。

表 1 - 2 海水的热量收支

收 入	支 出
1. 来自太阳和天空的短波辐射	1. 海面辐射放出的热量
2. 来自大气的长波辐射	2. 海水蒸发时所消耗的热量
3. 地壳内热通过海底传给海水的热量	3. 洋流带走的热量
4. 海面水汽凝结时放出的热量	4. 海水垂直交换中耗掉的热量
5. 洋流带来的热量	
6. 海水垂直交换中所得的热量	
7. 化学的、生物的和放射性物质放出的热量	
8. 海水运动产生的热量	

2. 海水温度的分布

1) 海水温度的水平分布 三大洋表面年平均水温约为 17.4°C , 其中太平洋最高, 达 19.1°C ; 印度洋 17.0°C ; 大西洋 16.9°C 。

三大洋表面年平均水温的分布特点是: 北半球高于南半球, 在南北纬 $0^\circ \sim 30^\circ$ 之间以印度洋水温最高, 在南北纬 $50^\circ \sim 60^\circ$ 之间大西洋水温相差悬殊。形成上述特点的原因在于热赤道北移, 南半球的热带水一部分流入北半球, 北半球暖流势力强大, 一直影响到高纬, 受大陆和海底地貌影响, 北冰洋的冷水不能大量南流; 而南半球三大洋相连, 并与南极大陆相接, 因此冷却效果特别明显; 印度洋热带海区三面受亚、非、澳大利亚大陆包围, 并受暖流影响, 所以水温最高。

从图 1 - 6、1 - 7 中可以看出, 世界大洋表面水温分布的总趋势是: 水温从低纬向高纬递减; 在南北回归线之间的热带海区水温最高, 大洋东西两侧, 水温分布有明显差异; 在寒暖流交汇处

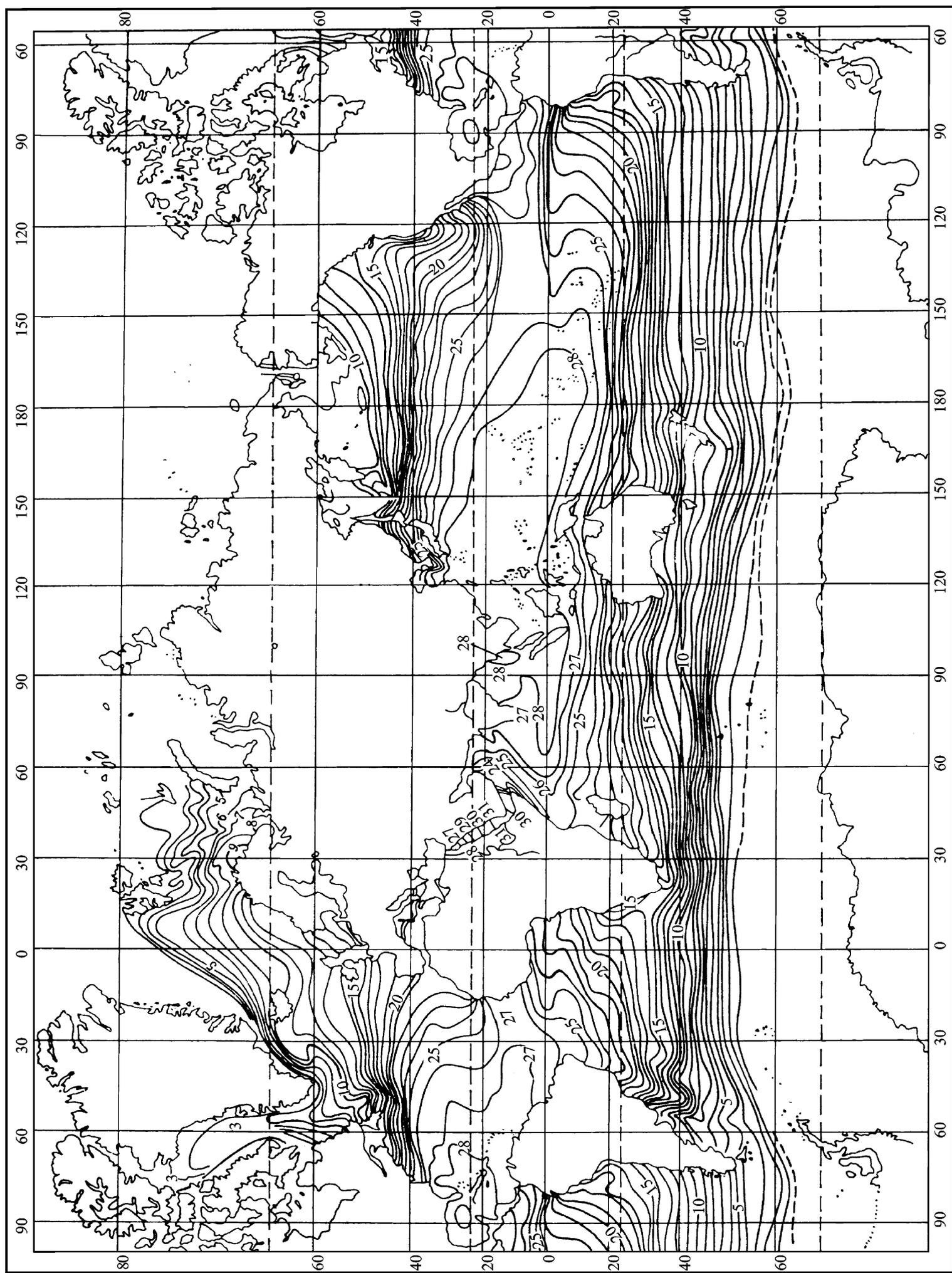


图 1-6 8 月各大洋表面水温图(°C)

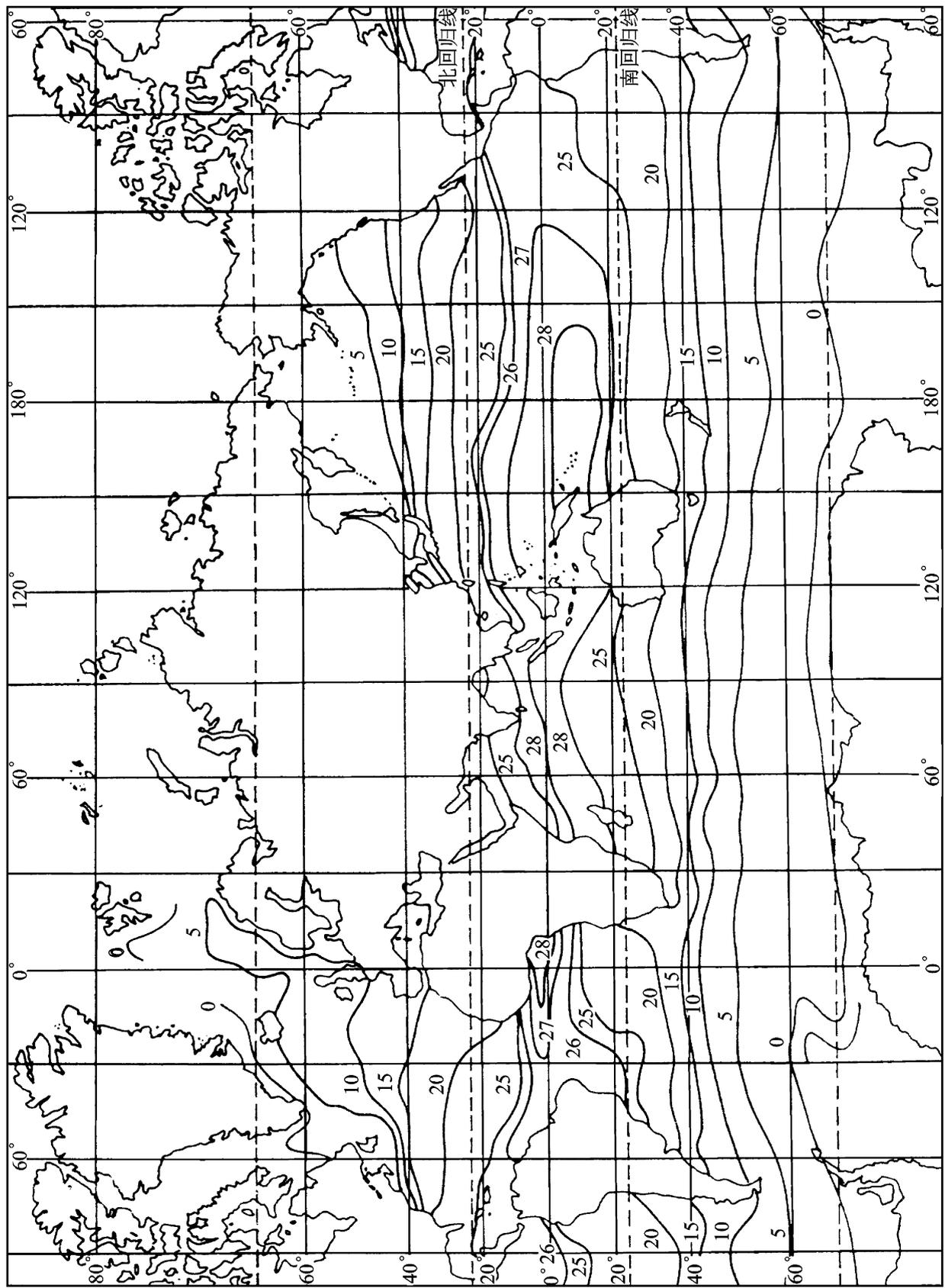


图 1-7 2 月各大洋表面水温图(°C)

等温线特别密集,水温水平梯度很大;夏季大洋表面水温普遍高于冬季,而水温的水平梯度则冬季大于夏季。总之,大洋表面水温分布的这些特点,主要是由太阳辐射和洋流性质所决定的。

2) 水温的垂直分布 大洋水温的垂直分布,从海面向海底呈不均匀递减的趋势。在南北纬 40° 之间,海水垂直结构可分两层,即表层暖水对流层(一般深度达 600 ~1 000 米)和深层冷水平流层。表层暖水对流层的最上一层(约 0 ~100 米)受气候影响明显,紊动混合强烈,对流旺盛,水温垂直分布均匀,垂直梯度极小,故称为表层扰动层。在此层下部与冷水之间形成一个温跃层,水温垂直梯度递减率达最大值,见图 1 - 8。

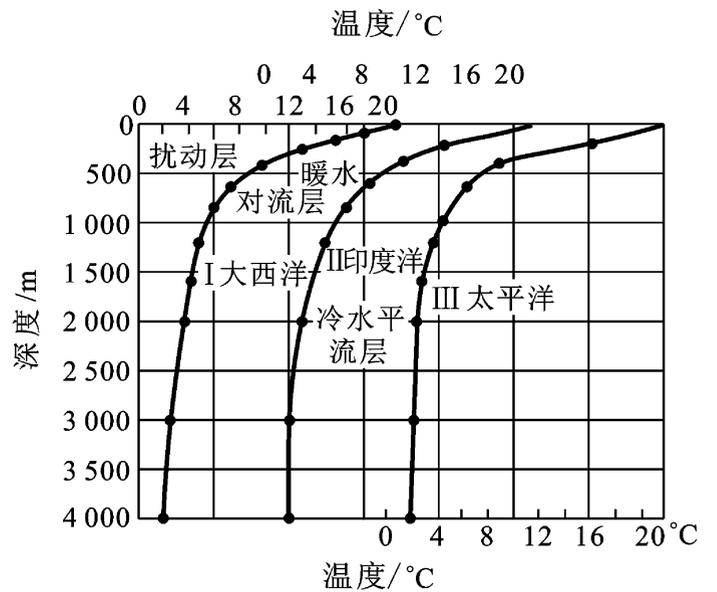


图 1 - 8 三大洋水温垂直分布

3. 海水温度的时间变化

1) 水温的日变 影响水温日变的因素有: 太阳辐射、季节变化、天气状况(风、云)、潮汐和地理位置等。大洋表面水温日变一般很小,日较差不超过 0.4 。水温的日变随纬度的增加而减小。在靠近大陆浅海区日较差可达 3 ~4 以上。最高、最低水温出现的时间各地不同,但最高水温每天出现在 14 ~16 时,最低水温则出现在 4 ~6 时。水温日变深度,一般可达 10 ~20 米,最大深度可达 60 ~70 米。

2) 水温的年变 影响水温年变的因素有: 太阳辐射、洋流性质、季风和海陆位置。水温年变的地理分布为: 从赤道和热带海区向中纬海区增大,然后向高纬海区减小;在同一热量带,大洋西侧较东侧变幅大,靠近海岸地区更大;南北两半球相比,北半球各纬度带的年较差大于南半球,见表 1 - 3。水温年变深度,一般可达 100 ~150 米,最大深度可达 500 米左右。

表 1 - 3 海水温度年较差

海 区		海 水 年 较 差 ()	
		北 半 球	南 半 球
赤道和热带		不超过 1 ~2	1 ~2, 热带东部 3 ~5
亚热带	西部	7 ~12	4 ~6
	东部	4.5 ~6	
温带	西部	14 ~17	4 ~5
	东部	5 ~8	
寒带(亚极地)海洋		4 ~5	2 ~2.5

4. 海冰 淡水结冰时的水温是 0 ,最大密度温度是 3.98 ;而含有盐分的海水,其冰点和最大密度温度都随盐度的增加而降低,但降低的数值不同,见图 1 - 9。当海水的盐度大于 24.695×10^{-3} 时,冰点温度低于最大密度温度;而盐度小于 24.695×10^{-3} 时,冰点温度高于最大密度温度;只有盐度在 24.695×10^{-3} 时,海水的冰点温度与最大密度温度相同,为 - 1.332 。

通常大洋表面盐度均大于 24.695×10^{-3} , 因此冰点更低。当海面水温达到冰点时, 因密度增大形成对流, 所以难于结冰。只有相当深的一层海水充分冷却后才开始结冰。海水结冰时, 就要不断的析出盐分, 使表层海水盐度增加, 密度增大, 因而表层水继续下沉, 加强了海水的对流, 结冰就更困难、更缓慢。因此只有当水温降到冰点以下, 海水达到某种程度的过冷以后, 在有结晶核的条件下, 海水才开始结冰。海水结冰时, 首先形成的是含纯水的冰晶, 这些冰晶包围着未结冰的海水。冰晶析出后, 剩下的盐分使未结冰的海水变浓, 结果进一步降低了海水的冰点, 这种海水就会下沉, 并与下面海水发生混合。

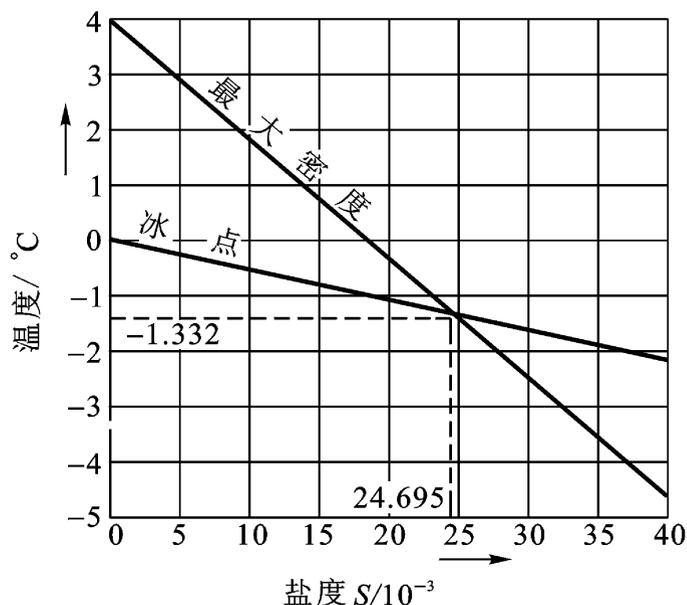


图 1-9 冰点温度、最大密度温度与盐度关系

(二) 河水温度

河水的状况是河流的水文物理特征之一, 它对农田灌溉、水生生物的养殖以及某些水工建筑物等, 都有重要意义。河水热状况的综合标志是河水温度。当水温达到零下的过冷却状态时, 河流中有可能出现冰晶。这时, 如气温继续保持在零下, 河流就会出现冰情。

河流水温及冰情的发生和消长, 首先受到太阳辐射、气温等地带性因素的控制, 因而水温和冰情的分布基本上体现了地带性规律。

河流水温还受补给来源的影响: 高山冰雪融水补给的河流水温低; 雨水补给的河流水温较高; 地下水补给的河流水温变幅小。

河流水温在空间上、时间上都有变化。一般河流水温的地区分布形势, 大体与气温一致。河流年平均水温都略高于当地的年平均气温, 但差值不大, 一般只有 $1 \sim 2$, 但在封冻期很长、冬季气温很低的地区, 差值就增大了。河流水温年变化主要受季节影响, 春季河水热量收入比支出大, 因而河水温度升高, 最高水温多出现在盛夏, 秋冬河水热量收入比支出小, 温度降低, 最低水温多出现在冬季气温最低的时候。不同地理位置水温的年变幅不同。

我国河流水温的年变幅一般都较大, 这也是我国气候大陆性较强, 各地气温年变幅一般很大的反映。在不封冻地区, 水温年变幅与气温年变幅的变化趋势相同, 即随着高度的增大, 变幅减小; 随着纬度的增高, 以及大陆度的增强, 变幅增大。在封冻区, 除了高度增大, 变幅减小外, 由于水温下限是固定的, 随着纬度的增高, 夏季气温较低, 水温年变幅反而减小。

河流中的水流是紊流, 一般情况下水温比较均匀, 但特别大而平静的河流, 河水很难彻底混合, 垂线上水温的分布具有成层特性。一般在清晨, 表面水温低, 愈向河底水温愈高, 成逆温现象。在 14 时左右, 表面水温高, 愈向河底水温愈低, 成正温现象, 河水温度的日变幅较小。

(三) 湖泊、水库水温

1. 水温的分布 导致湖水温度分布差异的原因, 一是水气界面上增温与冷却作用, 一是湖泊、水库水内部紊动、对流的混合作用。水温的垂直分布常用水温垂直梯度表示, 当湖水发生紊动或对流混合时, 按热扩散方程得出水温垂直梯度方程(略去水热交换):

$$Q_z = - C D_z \frac{t}{z} \quad (1-1)$$

式中, Q_z 为深度 z 处单位时间通过 1 平方厘米水平面垂直紊动热流通量; C 为水的比热; ρ 为水的密度; D_z 为深度 z 处的紊动扩散系数; $\frac{t}{z}$ 为深度 z 处的水温垂直梯度。

如果, $C=1$, $\rho=1$ 时, 上式可记为:

$$\frac{t}{z} = - \frac{Q_z}{D_z} \quad (1-2)$$

此式说明垂直梯度与热流通量成正比, 与紊动扩散系数成反比。

当湖水温度随水深的增加而降低时, 即水温梯度成负值时, 将出现上层水温高, 下层水温低, 但不低于 4℃, 这种水温的垂直分布, 称为正温层; 当湖温随水深的增加而升高时, 即水温垂直梯度成正值时, 将出现上层水温低, 下层水温高, 但不高于 4℃。这种水温的垂直分布, 称为逆温层, 见图 1-10。当湖温上下层一致, 即水温垂直梯度等于零时, 将出现上下层水温完全相同, 这种水温的垂直分布, 成同温状态。当湖泊出现正温层时, 在湖面以下一定深度常常形成温跃层, 即上下层水温有急剧变化的一段。出现温跃层的深度各湖不一, 它决定于表层增温程度、风力大小、湖盆形态等。

2. 湖水温度的变化 湖水温度具有日变和年变的特点。水温的日变以表层最明显, 随温度的增加日变幅逐渐减小, 最高水温一般出现在每天的 14~18 时, 最低水温出现在 5~8 时, 水温日变幅在阴天和晴天之间的差别也较大, 见图 1-11。

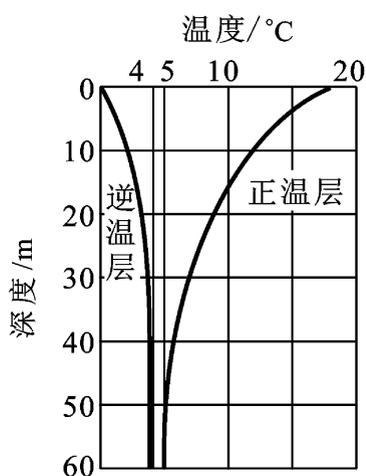


图 1-10 湖中水温分布

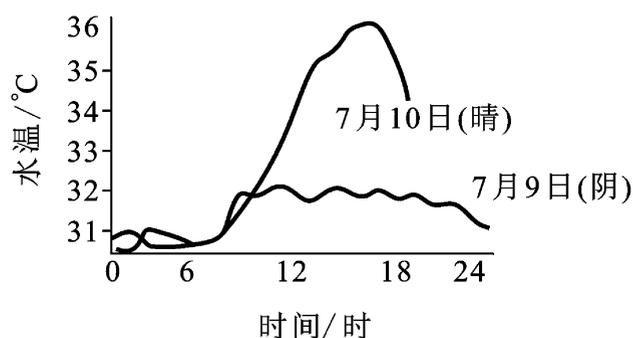


图 1-11 太湖表层水温日变化

湖面水温的年变, 除结冰期外, 水温变化与当地气温年变相似, 但最高、最低水温出现的时间要迟半个月到一个月左右。水温月平均最高值多出现在 7、8 月, 月平均最低值多出现在 1、2 月, 见图 1-12。湖温年较差比气温年较差小, 大湖较小湖小。我国湖面水温年变幅最大是太湖, 最大值可达 38℃。高山、高原区湖泊水温年变幅最小。

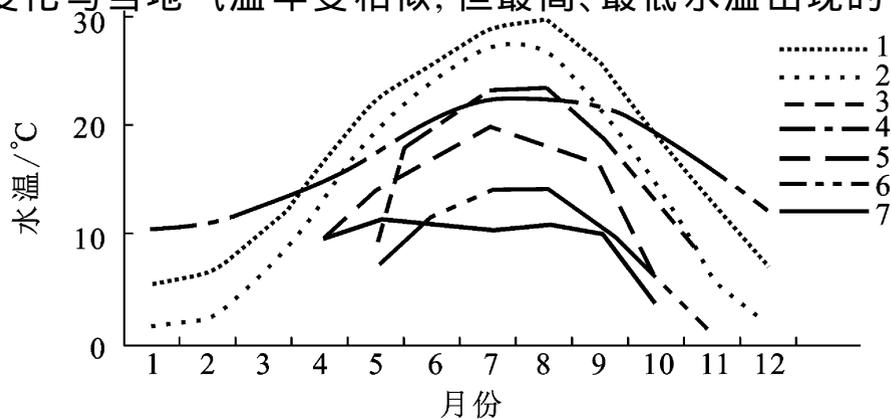


图 1-12 我国湖面水温年变化

1. 鄱阳湖; 2. 白洋淀; 3. 镜泊湖; 4. 洱海
5. 博斯腾湖; 6. 青海湖; 7. 赛里木湖

(四) 地下水的水温

地下水的埋藏深度不同, 温度变化

规律也不同。近地表的地下水的水温受气温的影响,具有周期性变化:一般在日常温层以上,水温有明显的昼夜变化;在年常温层以上,水温具有季节性变化。在年常温层中,地下水温度变化很少,一般不超过0.1℃。而在年常温层以下,地下水温则随深度的增加而逐渐升高,其变化规律决定于一个地区的地热增温级。地热增温级是指在常温层以下,温度每升高1℃所需增加的深度,单位为m/℃。各处地热增温级不同,一般为33m/℃。

在不同地区,地下水温度差异很大。如在新火山地区,地下水温可达100℃以上;而在寒带、极地及高山、高原地区,地下水的温度很低,有的可低至-5℃。地下水的温度差异可分为如下几类(表1-4)。

表1-4 地下水温度分类(℃)

类别	非常冷水	极冷水	冷水	温水	热水	极热水	沸腾水
温度	<0	0~4	4~20	20~37	37~42	42~100	>100

地下水在一定地质条件下,因受地球内部热能的影响而形成地下热水。它通过一定的通道,例如,沿断裂破碎带、钻孔等上涌,致使地热增温级大大提高,这种地区叫地热异常区。具有良好的地质构造及水文地质条件的地热异常区,有可能形成大量地下热水或天然蒸汽的地热田。从利用热能考虑,地下热水按温度分类见表1-5。

表1-5 地下热水温度分类

相	热水类型	热水名称	温度界限(℃)	主要用途
液相	热水	低温热水	20~40	农用灌溉、浴疗、洗涤
		中温热水	40~60	生活、取暖、锅炉用水、调节灌溉水源
		高温热水	60~100	取暖、工业热供水、锅炉用水、发电
液气相	过热水	低温过热水	>100	发电、动力
		高温过热水	>374	发电、动力

四、水的密度

(一) 纯水的密度

纯水的介电常数很大、缔合力很强。在正常液态情况下,水分子排列成“最紧密的球形堆积”形式,也可以104°31'~109°28'的原子键角排列成其它形式。水分子有三种结构形式:四面体结构;类石英晶体结构;最紧密的堆积结构。分子数相同时,第一种结构体积最大,第三种结构体积最小。温度一旦增减,三种形式分布就要发生变化。温度变化直接影响水的密度变化,见表1-6,0℃的冰密度为0.9167 g/cm³;0℃的水密度为0.9999 g/cm³;3.98℃时纯水密度为1;50℃水的密度为0.9881 g/cm³。

(二) 海水密度

海水密度是指单位体积内所含海水的质量,其单位为g/cm³。但是习惯上使用的密度是指

表 1-6 水的密度随温度变化

水温()	- 20	- 10	(冰)0	(水)0	3.98	10	(水)100
密度(g/cm ³)	0.940 3	0.918 6	0.916 7	0.999 9	1.000 0	0.999 7	0.958 4

海水的比重,即指在一个大气压力条件下,海水的密度与水温 3.98 时蒸馏水密度之比。因此在数值上密度和比重是相等的。海水的密度状况,是决定海流运动的最重要因子之一。

海水密度是实用盐度(s)、温度(t)和压力(p)的函数。因此,海水密度可用海水状态方程表示:

$$\rho(s, t, p) = \rho(s, t, 0) [1 - 10^{-6} k(s, t, p)] \quad (1-3)$$

式中, ρ 为海水密度; k 为海水正割体积弹性模量。

$$k(s, t, p) = k(s, t, 0) + Ap + Bp^2 \quad (1-4)$$

式中, A 、 B 为系数。

在一个标准大气压($p=0$)下的海水密度,称条件密度,可由下式确定:

$$\rho(s, t, 0) = \rho_w + (b_0 + b_1 t + b_2 t^2 + b_3 t^3 + b_4 t^4) s + (c_0 + c_1 t + c_2 t^2) s^{3/2} + d_0 s^2 \quad (1-5)$$

式中, ρ_w 为纯水的密度; $b_0 = 8.244\ 93 \times 10^{-1}$; $b_1 = -4.089\ 9 \times 10^{-3}$; $b_2 = 7.643\ 8 \times 10^{-5}$; $b_3 = -8.246\ 7 \times 10^{-7}$; $b_4 = 5.387\ 5 \times 10^{-9}$; $c_0 = -5.724\ 66 \times 10^{-3}$; $c_1 = 1.022\ 7 \times 10^{-4}$; $c_2 = -1.654\ 6 \times 10^{-6}$; $d_0 = 4.831\ 4 \times 10^{-4}$ 。

因为海水的密度一般都大于 1,例如, 1.016 00, 1.028 14 等,并精确到小数 5 位,为书写简便,常用 $\sigma_{s, t, p}$ 来表示,即海水密度减 1 再乘 1 000:

$$\sigma_{s, t, p} = (\rho_{s, t, p} - 1) \times 1\ 000 \quad (1-6)$$

因此,如 $\rho_{s, t, p}$ 为 1.025 45 时, $\sigma_{s, t, p}$ 为 25.45。

在现场温度、盐度和压力条件下所测定的海水密度,称为现场密度或当场密度。

海水的密度与温度、盐度和压力的关系比较复杂,凡是影响海水温度和盐度变化的地理因素,都影响密度变化。虽然各大洋不同季节的密度在数值上有所变化,但其分布规律大体是相同的,即大洋表面密度随纬度的增高而增大,等密度线大致与纬线平行。赤道地区由于温度很高,盐度较低,因而表面海水的密度很小,约 1.023 00。亚热带海区盐度虽然很高,但那里的温度也很高,所以密度仍然不大,一般在 1.024 00 左右。极地海区由于温度很低,所以密度最大。在三大洋的南极海区,密度均很大,可达 1.027 00 以上。

在垂直方向上,海水的结构总是稳定的,密度向下递增。在南北纬 20° 之间 100 米左右水层内,密度最小,并且在 50 米以内垂直梯度极小,几乎没有变化;50 ~100 米深度上密度垂直梯度最大,出现密度的突变层(跃层),它对声波有折射作用,潜艇在其下面航行或停留在其上均不易被发现,故有液体海底之称。约从 1 500 米开始,密度垂直梯度很小,在深层,密度几乎不随深度而变化。

五、水色与透明度

(一) 水色

纯水是无色的。但自然界水体的水色,是由水体的光学性质以及水中悬浮物质、浮游生物的颜色所决定的。水色是水体对光的选择吸收和散射作用的结果,因为水体对太阳光谱中的红、橙、黄光容易吸收,而对蓝、绿、青光散射最强,所以海水水色多呈蔚蓝色、绿色;而水体的颜色与天空状况、水体底质的颜色也有关。

水色常用水色计测定。水色计由 21 种颜色组成,由深蓝到黄绿直到褐色,并以号码 1 ~21 代表水色。号码越小,水色越高,号码越大,水色越低。

(二) 透明度

透明度是表示各种水体能见程度的一个量度。也是各种水体混浊程度的一种标志。通常是把透明度板(白色圆盘直径为 30 厘米)放到水中,从水面上方垂直用肉眼向下注视圆盘,测出直到看不见圆盘时为止的深度,单位以米表示。这就是透明度。除水体的清浊程度外,透明度还随水面波动、天气状况、太阳光照等外部条件的不同而异。

水色和透明度,都反映了水体的光学特性。水面上光线越强,透入越深,透明度就越大;反之则小。水色越高透明度越大,水色越低透明度越小,见表 1 - 7。

表 1 - 7 大洋水色与透明度对照表

水色号码	1 ~2	2 ~5	5 ~9	9 ~10	11 ~13
水 色	蓝	青蓝	青绿	绿	黄
透明度(m)	26.7	23.2	16.2	15.5	5.0

世界大洋中透明度最大值出现在大西洋的马尾藻海,达 66.5 米。这与该区位于大西洋中部,受大陆影响小,盐度高,离子浓度大,海水运动不强烈,悬浮物质下降快有关。

第二节 地球上水的化学性质

一、天然水的化学成分

天然水经常与大气、土壤、岩石及生物体接触,在运动过程中,把大气、土壤、岩石中的许多物质溶解或挟持,使其共同参与了水分循环,成为一个极其复杂的体系。目前各种水体里已发现 80 多种元素。天然水中各种物质按性质通常分为三大类:

1) 悬浮物质 粒径大于 100 纳米(10^{-7} 米)的物质颗粒,在水中呈悬浮状态,例如泥沙、粘土、藻类、细菌等不溶物质。悬浮物的存在使天然水有颜色、变浑浊或产生异味。有的细菌可致病。

2) 胶体物质 粒径为 100 ~1 纳米的多分子聚合体,为水中的胶体物质。其中无机胶体主要是次生粘土矿物和各种含水氧化物。有机胶体主要是腐殖酸。

3) 溶解物质 粒径小于 1 纳米的物质,在水中成分子或离子的溶解状态,包括各种盐类、气体和某些有机化合物。

天然水中形成各种盐类的主要离子是 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 四种阳离子和 Cl^- 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 CO_3^{2-} 四种阴离子,合称天然水中的八大离子。此外还有 Fe、Mn、Cu、F、Ni、P、I 等重金属、稀有金属、卤素和放射性元素等微量元素;水中溶解的气体有 O_2 、 CO_2 、 N_2 ,特殊条件下也有

H₂S、CH₄ 等。总之, 无论哪种天然水, 八种主要离子的含量都占溶解质总量的 95% ~99% 以上。天然水中各种元素的离子、分子与化合物的总量称为矿化度。各种溶解质在天然水中的累积和转化, 是天然水的矿化过程。

二、天然水的矿化过程

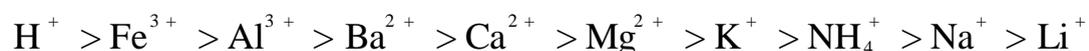
地壳中含有 87 种化学元素, 目前在天然水中基本都已发现。这些元素在天然水中的含量与岩石圈的平均组成相差很大。多种化合物溶于水, 又随着水文循环一起迁移, 经历着不同环境, 其数量、组成及存在形态都在不断变化。这个过程受到两方面因素的制约: 一是元素和化合物的物理化学性质; 二是各种环境因素, 如天然水的酸碱性质、氧化还原状况、有机质的数量与组成, 以及各种自然环境条件等。天然水的主要矿化作用如下:

1) 溶滤作用 土壤和岩石中某些成分进入水中的过程称溶滤作用。当地表水或地下水流经土壤或岩石时, 在与其密切接触过程中, 不断地溶解其中常含有的易溶盐类, 从而提高了矿化度。按其溶解性能可分为两类: 一类是按矿物成分的比例全部溶于水中, 称全等溶解矿物, 例如, 氯化物、硫酸盐、碳酸盐; 另一类是矿物中只有一部分元素进入水中, 而原始矿物保持其结晶格架, 这一类称不全等溶矿物, 主要是硅酸盐和铝硅酸盐。

2) 吸附性阳离子交替作用 天然水中离子从溶液中转移到胶体上, 是吸附过程。同时胶体上原来吸附的离子, 转移到溶液中是解吸过程。吸附和解吸的结果, 表现为阳离子交换。其特征有: 离子交换是可逆反应, 处于动态平衡; 离子交换以当量关系进行; 离子交换遵守质量作用定律。

胶体吸附的饱和容量称为吸附容量。以 100 克胶体中吸附离子的摩尔数来表示。常见的粘土矿物, 例如蒙脱石、伊利石、高岭石吸附容量分别为 80、30、10 摩尔/100 克。腐殖质胶体的吸附容量可达 350 摩尔/100 克。

胶体对各种阳离子的吸附能力不同, 并有如下顺序:



特别是在地下水和海水中, 阳离子交替作用广泛存在。常见到矿物初期地下水中的 Ca²⁺ 与胶体上面吸附的 Na⁺ 交替, 使硬度较大的 HCO₃ - Ca 型水变为硬度较小的 HCO₃ - Na 型水。

尽管在地壳平均组成中, 钾和钠的丰度很接近, 而且钾盐的溶解度普通高于钠盐, 但由于胶体吸附 K⁺ 的能力大于 Na⁺, 并且植物普遍吸收 K⁺, 合成有机质。所以天然水中钾的含量远小于于钠的含量。

天然水中微量元素的难溶物质远未达到饱和。胶体的阳离子交替作用能使许多重金属离子从稀溶液中沉淀, 转为固相物, 例如, 使 Mn、Cu、Ni、Co、Pb、Zn、Hg 等重金属从湖水、海水中向湖底、海底沉积。

3) 氧化作用 天然水中的氧化作用, 包括使围岩的矿物氧化和使水中有机物氧化。黄铁矿是岩石中常见的硫化物, 含氧的水渗入地下, 使黄铁矿氧化。



游离的硫酸进而侵入围岩中的 CaCO₃。

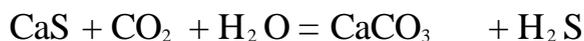


硫化矿物的氧化是地下水中富集硫酸盐的重要途径。在硫化矿床附近和富含黄铁矿的煤田地区,在矿坑和风化壳中往往形成含大量硫酸盐(10~15克/升)的酸性水。而在深层承压水中,因含氧不足,就不会出现这种情况。

4) 还原作用 在还原环境里,天然水若与含有机物的围岩(油泥、石油等)接触,或受到过量的有机物污染,碳氢化合物可以使水中的硫酸盐还原。如:



硫化物与 CO_2 、 H_2O 进一步作用生成 CaCO_3 沉淀,而水中失去了硫酸盐,富集了 H_2S 。



在油田地下水、河湖底泥中及封闭的海盆底部,水中的有机质受脱硫细菌作用,也会产生同样结果。这些厌氧细菌就是依靠夺取硫酸根中的氧而生存的。

5) 蒸发浓缩作用 在干旱地区,内陆湖和地下水正在经历盐化作用。在蒸发浓缩过程中,各种盐类的沉淀顺序为: Al、Fe、Mn 的氢氧化物, Ca、Mg 的碳酸盐、硫酸盐和磷酸盐, Na 的硫酸盐, Na、K 的氯化物, Ca、Mg 的氯化物,最后为硝酸盐。

在青藏高原有众多的盐湖,富集了大量的 KCl、NaCl,有的富集了 Br、I、B、Li、Sr 等,形成可供开采的盐湖资源。

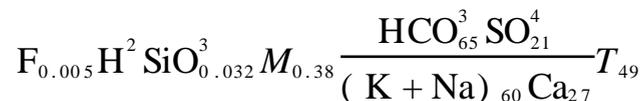
6) 混合作用 雨水渗入补给地下水,地下水补给河水,河水注入湖泊或大海,河口段的潮水上溯,滨海含水层的海水入侵等,都是天然水的混合。两种或几种矿化度不同,成分各异的天然水相遇,混合以后的矿化度和化学组成都要发生变化。如果混合过程中没有发生沉淀和吸附阳离子交换作用,那么混合前后水的矿化度之间呈线性关系,对任一组分来说都是如此。

在干旱地区,这类混合作用使 Ca、Mg、Fe 的碳酸盐析出,石膏和二氧化硅沉淀,结果地下水或盐湖中几乎是单一的 NaCl,矿化度达 50 克/升以上。

三、天然水的分类

在不同的地理环境中,天然水的矿化度和主要离子组成都有很大的差异。对天然水进行系统的水化学分类,不仅能反映天然水水质的形成条件和演化过程,而且为水资源评价、利用和保护提供科学依据。水化学分类方法较多,现介绍主要分类方法如下:

1) 按水化学成分分类 按照水中各种主要离子成分的相对含量等指标,以公式的形式来表示水的基本化学性质。例如,北京小汤山温泉水的化学分析结果如下:



式中,横线上下分别为阴、阳离子的摩尔百分数,按递减顺序排列,含量小于 10% 的不予表示;横线前面 M 为矿化度,最前面为气体成分和特殊成分,均以克/升计;横线后面 T 为水温,还可以写出 pH 等指标。各类成分的含量和特征值均标在化学式的右下角。

利用库尔洛夫式表达天然水的基本化学性质,不仅简单明了,而且还能根据含量大于 25% 的主要离子成分进行水化学分类命名。小汤山温泉便属于 $\text{HCO}_3 - \text{Na、Ca}$ 型水。

2) 按矿化度分类 天然水的矿化度,综合反映了水被矿化的程度,主要离子的组成与矿化度大小存在着密切关系。根据矿化度大小,可将天然水分为五类,见表 1-8。

3) 按主要离子成分比例分类

表 1-8 天然水按矿化度分类表(g/l)

类 型	低 矿 化 (淡水)	弱 矿 化 (微咸水)	中 度 矿 化 (咸水)	强 矿 化 (盐水)	高 矿 化 (卤水)
矿化度	<1	1 ~24	24 ~35	35 ~50	>50

(1) 地表水分类 (前苏联)阿列金提出一个简单的水化学分类系统。首先按占优势的阴离子将天然水分为三类:重碳酸盐类(C)、硫酸盐类(S)、氯化物类(Cl)。其次,对每一类天然水按占多数的阳离子分为钙质(Ca)、镁质(Mg)、钠质(Na)三组。然后,在每一组内又按各种离子摩尔的比例关系,分为四个水型:

型: $[HCO_3^-] > [Ca^{2+} + Mg^{2+}]$ 。型水是低矿化水,系由火成岩溶滤或离子交换作用形成的。

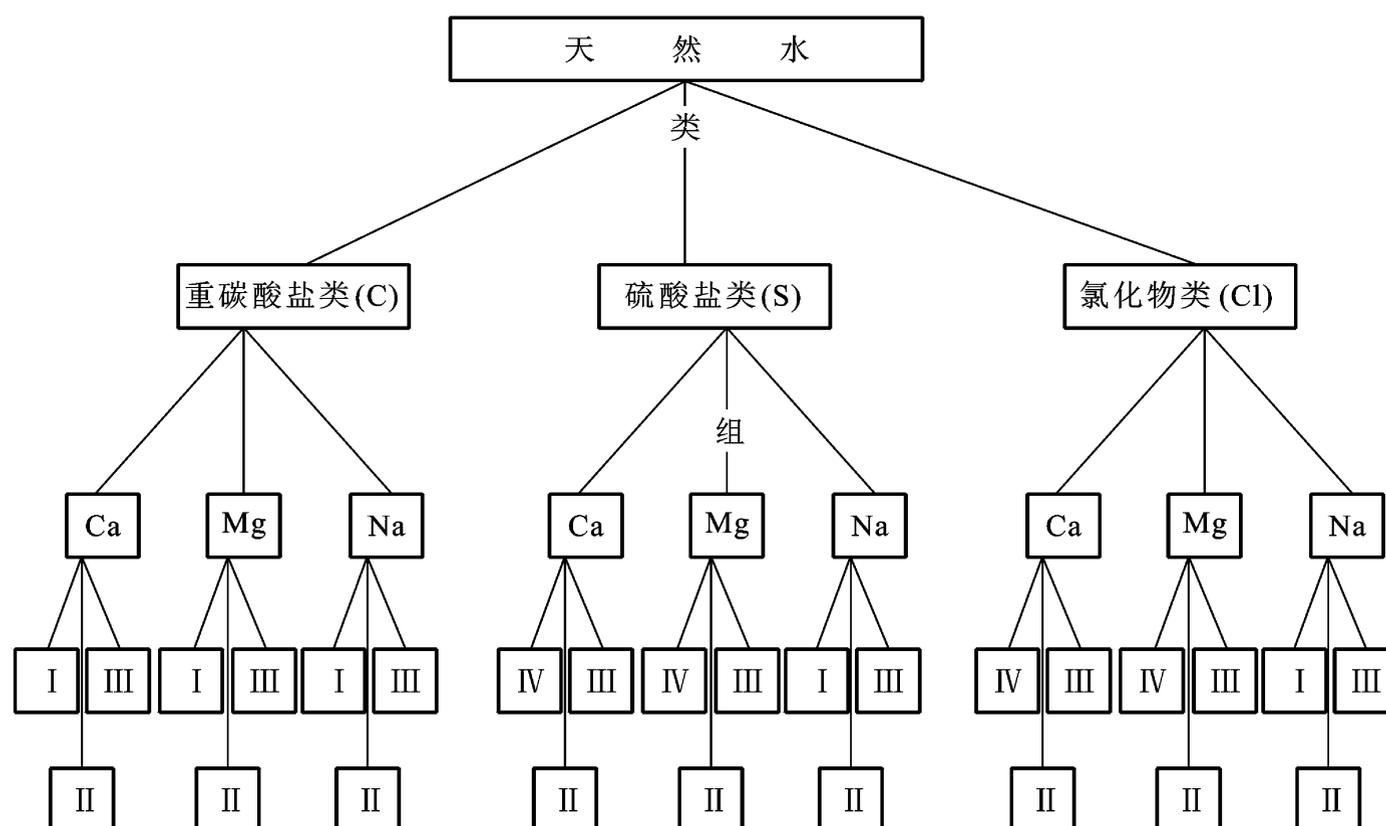
型: $[HCO_3^-] < [Ca^{2+} + Mg^{2+}] < [HCO_3^- + SO_4^{2-}]$ 。型水是低矿化和中等矿化水,多由火成岩、沉积岩的风化物与水相互作用形成。河水、湖水、地下水大多属于这一类型。

型: $[HCO_3^- + SO_4^{2-}] < [Ca^{2+} + Mg^{2+}]$ 或 $[Cl^-] > [Na^+]$ 。型水包括高矿化度的地下水、湖水和海水。

型: $[HCO_3^-] = 0$ 。型水是酸性水,pH < 4.5时,水中游离的CO₂和H₂CO₃、HCO₃⁻的浓度为零。例如,沼泽水、硫化矿床水和煤田矿坑水。

按照这个分类系统,共划出27个天然水类型见表1-9。例如,C^{Ca}表示重碳酸盐类、钙组、型水。

表 1-9 天然水化学分类表



(2) 地下水化学分类 地下水化学分类方法很多,现介绍 C. A. 舒卡列夫的分类方法,见表 1-10。这个分类法既考虑了各主要离子成分的摩尔百分数,又考虑了水的矿化度。

表 1-10 地下水化学分类

超过 25% 当量的离子	HCO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻ + SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + SO ₄ ²⁻ + Cl ⁻	HCO ₃ ⁻ + Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SO ₄ ²⁻ + Cl ⁻	Cl ⁻
Ca ²⁺	1	8	15	22	29	36	43
Ca ²⁺ + Mg ²⁺	2	9	16	23	30	37	44
Mg ²⁺	3	10	17	24	31	38	45
Na ⁺ + Ca ²⁺	4	11	18	25	32	39	46
Na ⁺ + Ca ²⁺ + Mg ²⁺	5	12	19	26	33	40	47
Na ⁺ + Mg ²⁺	6	13	20	27	34	41	48
Na ⁺	7	14	21	28	35	42	49

四、水体的化学性质

在水文循环过程中,水经历了各种各样的环境,携带各种物质一起迁移,并常常由一种形态转化为另一种形态,导致各种元素在不同水体中的分散和富集。

(一) 大气水的化学组成及特性

水分蒸发遇有凝结核时,水汽便开始凝结,这就是天然水矿化过程的开端。大气降水含有多种离子(表 1-11、1-12)及微生物和灰尘。但也是溶解物质最少的天然水,雨水的矿化度较低,一般为 20~50 毫克/升,在海滨有时超过 100 毫克/升。大气水的化学成分和性质有以下特点:

表 1-11 各地雨雪中的离子平均含量(mg/l)

	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
我国某地雨水			5	1.5		7	26	1
前苏联全国平均雨水	4.82	1.74	5.12	0.21	18.20	5.46	9.17	1.70
伦敦	雨水(初雨)	16.8	0.24	5.06	0.54	23.18	7.09	25.9
	雨水(22 小时后)	3.2			0.92	6.10	3.55	2.78
	雪水	5.6	0.97				12.05	21.12
某地雪水			0.92	0.18	4.88	0.71		1.36

1. 溶解气体的含量近于饱和 水汽蒸发上升及雨滴在凝结降落过程中与空气充分接触,在一定温度、压力条件下, O₂、N₂、CO₂ 在降水中都近于饱和。

2. 降水普遍显酸性 空气中 CO₂ 的含量为 0.03%,当雨雪中饱和的 CO₂ 达到电离平衡时,其 pH 为 5.6,故显酸性。大气降水的 pH 小于 5.6 即为酸雨。酸雨中含有多种无机酸,绝大部分是硫酸和硝酸,它是人为排放的 SO₂ 和 NO、NO₂ 转化而成的。大量燃烧矿物燃料、金属冶炼和化工生产,在无净化的情况排放废气,都可能酿成酸雨危害。

降水中的物质来源: 海面上汽包崩解和浪花卷起的泡沫飞溅弥散在空中,水滴蒸发成极细的干盐粒。每年从海面溅入大气的盐分估计有 10¹⁰ 吨; 风从地面吹起的扬尘; 火山爆发喷入大气的易溶物质及尘埃; 人类活动向大气排放的废气和烟尘。

表 1 - 12 日本雨水和河水的平均化学组成

元 素	雨水($\times 10^{-6}$)	河水($\times 10^{-6}$)	河水比雨水 (以氯的比率为 1)
Na	1.1	5.1	1
K	0.26	1.0	0.8
Mg	0.36	2.4	0.7
Ca	0.94	6.3	1.4
Sr	0.011	0.057	1.1
Cl	1.1	5.2	1
I	0.0018	0.0022	0.3
F	0.08	0.15	0.4
S	1.5	3.5	0.5
Si	0.83	8.1	0.5
Fe	0.23	0.48	0.4
Al	0.11	0.36	0.7
P	0.014		
Mo	0.00006	0.0006	2.1
V	0.0014	0.0010	0.2
Cu	0.0008	0.0014	0.4
Zn	0.0042	0.0050	0.2
As	0.0016	0.0017	0.2

总之,降水矿化度最低。呈弱酸性,对于各种可溶性盐类远未饱和。故降水落到地面便具有能使各种元素进入水中的能力。

(二) 海水的化学组成及特点

海洋是地球水圈的主体,是全球水分循环的主要起点和归宿,也是各大陆外流区的岩石风化产物最终的聚集场所。海水的历史可追溯到地壳形成的初期,在漫长的岁月里,由于地壳的变动和广泛的生物活动,改变着海水的某些化学成分。

1. 海水的化学组成 目前海水中已发现 80 多种化学元素(表 1 - 13),但其含量差别很大。主要化学元素是氯、钠、镁、硫、钙、钾、溴、碳、锶、硼、硅、氟等 12 种,其含量约占全部海水化学元素含量的 99.8% ~99.9%,因此被称为海水的大量元素。其他元素在海洋中含量极少,都在 1 毫克/升以下,称为海水的微量元素。海水化学元素最大特点之一是上述 12 种主要离子浓度之间的比例几乎不变,因此称为海水组成的恒定性。它对计算海水盐度具有重要意义。溶解在海水中的元素绝大部分是以离子形式存在的。海水中主要盐类含量见表 1 - 14。由表可知氯化物含量最高,占 88.6%,其次是硫酸盐占 10.8%。

对海水中盐类的来源说法不一。一种说法是,海水中的盐类是由河流带来的。可是河水与海水在目前所含的盐类差别很大(表 1 - 15)。虽然河水所含的碳酸盐最多,但当河水入海后,一部分碳酸盐便沉淀;另一部分碳酸盐被大海中的动物所吸收,构成它们的甲壳和骨骼等,因此海水中的碳酸盐大大减少。氮、磷、硅的化合物和有机质也大量地被生物所吸收,故海水中这些物质的含量也减少。硫酸盐近于平衡状态。惟有氯化物到大海中被消耗得最少,因长年日积月累,其含量不断缓慢增多。另一种说法是,由于海底火山活动使海洋中的氯化物和硫酸盐增多。

表 1 - 13 海水中 60 种主要化学元素的平均浓度和总含量

元素	浓度 (mg/l)	海洋中总量 (t)	元素	浓度 (mg/l)	海洋中总量 (t)
氯	19000.0	29.3×10^{15}	钒	0.002	3×10^9
钠	10500.0	16.3×10^{15}	锰	0.002	3×10^9
镁	1350.0	2.1×10^{15}	钛	0.001	1.5×10^9
硫	885.0	1.4×10^{15}	锑	0.0005	0.8×10^9
钙	400.0	0.6×10^{15}	钴	0.0005	0.8×10^9
钾	380.0	0.6×10^{15}	铯	0.0005	0.8×10^9
溴	65.0	0.1×10^{15}	铈	0.0004	0.6×10^9
碳	28.0	0.04×10^{15}	钇	0.0003	5×10^8
锶	8.0	12000×10^9	银	0.0003	5×10^8
硼	4.6	7100×10^9	镧	0.0003	5×10^8
硅	3.0	4700×10^9	铈	0.0003	5×10^8
氟	1.3	2000×10^9	镉	0.0001	150×10^6
氫	0.6	930×10^9	镉	0.0001	150×10^6
氮	0.5	780×10^9	钨	0.0001	150×10^6
锂	0.17	260×10^9	铀	0.0001	150×10^6
钨	0.12	190×10^9	锆	0.00007	110×10^6
磷	0.07	110×10^9	铬	0.00005	78×10^6
碘	0.06	93×10^9	钽	0.00005	78×10^6
钡	0.03	47×10^9	钷	0.00004	62×10^6
铷	0.02	31×10^9	铅	0.00003	46×10^6
锌	0.01	16×10^9	汞	0.00003	46×10^6
铁	0.01	16×10^9	镓	0.00003	46×10^6
铝	0.01	16×10^9	铋	0.00002	31×10^6
钼	0.01	16×10^9	铌	0.00001	15×10^6
硒	0.004	6×10^9	铊	0.00001	15×10^6
锡	0.003	5×10^9	氦	0.000005	8×10^6
铜	0.003	5×10^9	金	0.000004	6×10^6
砷	0.003	5×10^9	钋	2×10^{-9}	3000
铀	0.003	5×10^9	镭	1×10^{-10}	150
镍	0.002	3×10^9	氡	0.6×10^{-15}	1×10^{-3}

表 1 - 14 海水中主要的盐分含量

盐类组成成分	每千克海水中的克数	百分比(%)
氯化钠	27.2	77.7
氯化镁	3.8	10.9
硫酸镁	1.7	4.9
硫酸钙	1.2	3.4
硫酸钾	0.9	2.5
碳酸钙	0.1	0.3
溴化镁及其它	0.1	0.3
总计	35.0	100.0

表 1 - 15 海水与河水所含盐类的比较(%)

盐 类 成 分	河 水	海 水
氯化物	5.20	88.64
硫酸盐	9.90	10.80
碳酸盐	60.10	0.34
氮、磷、硅的化合物及有机物质	24.80	0.22
合计	100.00	100.00

2. 海水的盐度 单位质量海水中所含溶解物质的质量,叫海水盐度。它是海水物理、化学性质的重要标志。近百年来,由于测定盐度的原理和方法不断变革,盐度的定义已屡见变更。

20 世纪 50 年代以来,海洋化学家致力于电导测盐的研究。因为海水是多种成分的电解质溶液,故海水的电导率取决于盐度、温度和压力。在温度、压力不变情况下,电导率的差异反映着盐度的变化,根据这个原理,可以由测定海水的电导率来推算盐度。

为了确定电导率和盐度的对应关系,引入电导比的概念,即某一海水样品的电导率与氯化钾标准溶液的电导率之比。此标准溶液的浓度为 1 千克溶液中含 KCl 32.435 6 克,在 15℃ 时,其电导率与盐度为 35.0000×10^{-3} 的标准海水电导率相等。在实验室里,将标准海水用蒸馏水稀释或蒸发浓缩,在 15℃ 恒温下,同时测定其盐度和电导比,便可建立两者间的对应关系。在海洋调查和海洋站日常工作中,只需测定电导比,便可查出盐度。

1979 年第 17 届国际海洋物理协会通过决议,将盐度分为绝对盐度和实用盐度,将后者定为习惯上的盐度定义,且定名为“1978 实用盐度”;为避免与其它物理量的符号重复,将电导比的符号改为“ K_{15} ”。盐度单位符号“‰”以“ 10^{-3} ”代替。

1) 绝对盐度(S_A) 定义为海水中溶解物质的质量与海水质量的比值。在实际工作中,此量不易直接量测,而以实用盐度代替。

2) 实用盐度(S) 在温度为 15℃、压强为一个标准大气压下的海水样品的电导率,与质量比为 $32.435 6 \times 10^{-3}$ 的标准氯化钾(KCl)溶液的电导率的比值 K_{15} 来定义。当 K_{15} 精确地等于 1 时,海水样品的实用盐度恰好等于 35。

实用盐度根据比值 K_{15} 由下述方程式来确定:

$$S = 0.008 0 - 0.169 2 K_{15}^{1/2} + 25.385 1 K_{15} + 14.094 1 K_{15}^{3/2} - 7.0261 K_{15}^2 + 2.7081 K_{15}^{5/2} \quad (1 - 7)$$

当海水样品的电导比是任一温度下测定时,还需进行温度订正。现已制成实用盐度与电导比查算表及温度订正表,供实际应用。

实验表明,绝对盐度和实用盐度呈线性关系,即 $S_A = a + bS$ 。参数 a 、 b 依赖于海水的离子组成。各地海水的实用盐度略小于绝对盐度,两者之差不超过 2×10^{-6} 。

海水的盐度在空间上、时间上有一定幅度变化。主要取决于影响海水盐度的各自然环境因素和发生于海水中的许多过程(表 1 - 16)。上述各种过程在不同的海区内所起的作用是不同的。在低纬海区,降水、蒸发、洋流和海水紊动、对流混合等起主要作用。降水大于蒸发,使海水冲淡,盐度降低,蒸发大于降水,则盐度升高。盐度较高的洋流流经一海区时,可使盐度

表 1 - 16 影响盐度的因素与增减过程

增 盐 过 程	减 盐 过 程
1. 蒸发	1. 降水
2. 结冰	2. 融冰
3. 高盐洋流流入	3. 低盐洋流流入
4. 与高盐海水涡动、对流混合	4. 与低盐海水涡动、对流混合
5. 含盐沉积物的溶解	5. 大陆上的淡水流入(河流、冰川、冰山)

增加;反之,可使盐度降低。在高纬海区,除受上述因素影响外,结冰和融冰也能影响盐度。在大陆沿海地区,因河流等淡水注入,使盐度降低。例如,我国长江口附近,在夏季因流量增加,使海水冲淡,盐度值平均可降低到 11.5×10^{-3} 左右。

世界大洋的平均盐度是 34.69×10^{-3} 。绝大部分海域表面盐度变化在 $33 \sim 37 \times 10^{-3}$ 之间。海洋表面盐度分布的总趋势是从亚热带海区向高、低纬递减,并形成鞍形(图 1 - 13、1 - 14)。赤道附近平均年降水量大于蒸发量 350 毫米,表层海水被稀释,普遍为低盐度海区。南北纬 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 的信风带海域,蒸发量超过降水量达 700 ~ 1100 毫米,故三大洋上都出现高盐度中心。尤以南、北大西洋的亚热带表面盐度最大,达 37.25×10^{-3} 以上。西风带上降水量超过蒸发量,盐度逐渐降低到 34×10^{-3} 以下。极地海域蒸发量最小,尤其是北冰洋,由于大量河水注入及大陆冰的融化,盐度减小到 33×10^{-3} 以下。

由图 1 - 14 可见,大洋上盐度等值线大体与纬线平行,但寒流与暖流经过的海域,盐度等值线有明显的弯曲。在寒暖流交汇的地方盐度等值线密集,盐度水平梯度增大。

大洋表层盐度随时间变化的幅度很小,一般日变幅不超过 0.05×10^{-3} ,年变幅不超过 2×10^{-3} 。只有大河河口附近,或有大量海冰融化的海域,盐度的年变幅才比较大。

(三) 河水化学成分的特点

河水流动迅速,交替期平均只有 16 天。河水与河床砂石接触时间短,其矿化作用很有限。河水的水化学属性几乎完全取决于补给水源的性质及比例。

1. 河水的矿化度普遍低 一般河水矿化度小于 1 克/升,平均只有 0.15 ~ 0.35 克/升。在各种补给水源中,地下水的矿化度比较高,而且变化大;冰雪融水的矿化度最低,由雨水直接形成的地表径流矿化度也很小。

2. 河水中各种离子的含量差异很大 河水中各种离子含量见表 1 - 17、1 - 12。其含量顺序: $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^-$; 阳离子 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ 。

3. 河水化学组成的空间分布有差异性 大的江河,流域范围广,流程长,流经的区域条

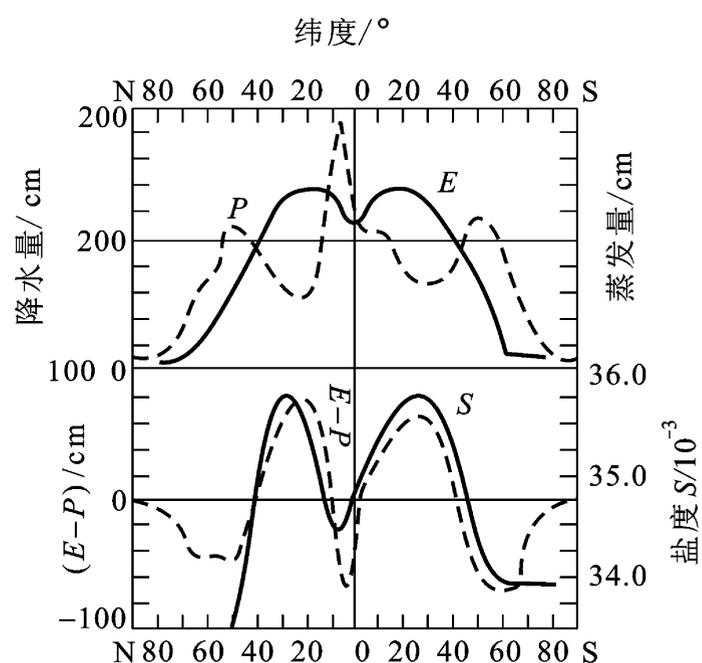


图 1 - 13 世界大洋表面蒸发降水与盐度年平均值的地理分布
P. 大气降水量; E. 蒸发量; E - P. 蒸发量与降水量之差; S. 盐度

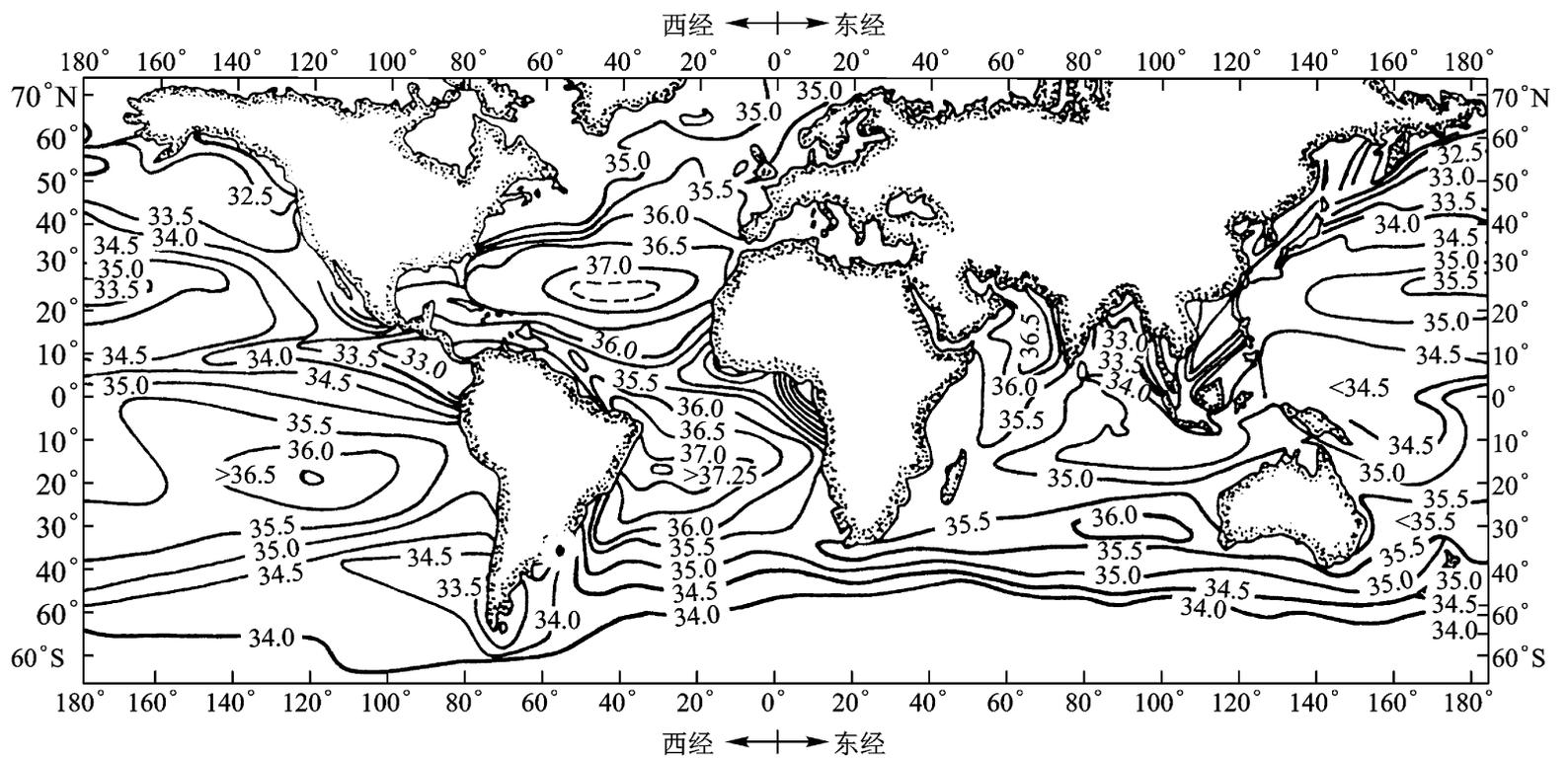


图 1 - 14 海面盐度的分布

表 1 - 17 世界河水的平均组成 (mg/l)

地 区	HCO ₃	SO ₄	Cl	NO ₃	Ca	Mg	Na	K	Fe	SiO ₃	总 量
北美洲	68	20	8	1	21	5	9	1.4	0.16	9	142
南美洲	31	4.8	4.9	0.7	7.2	1.5	4	2	1.4	11.9	69
欧洲	95	24	6.9	3.7	31.1	5.6	5.4	1.7	0.8	7.5	182
亚洲	79	8.4	8.7	0.7	18.4	5.6	9.3		0.01	11.7	142
非洲	43	13.5	12.1	0.8	12.5	3.8	11	1.3	23.2	121
大洋洲	31.6	2.6	10	0.05	3.9	2.7	2.9	1.4	0.3	3.9	59
世 界	58.4	11.2	7.8	1	15	4.1	6.3	2.3	0.67	13.1	120
阴离子	0.958	0.233	0.220	0.017	1.428
阳离子	0.750	0.342	0.274	0.059	1.425

件复杂, 并有不同区域的支流汇入, 各河段水化学特征的不均一性就很明显。离河源越远, 河水的矿化度越大, 同时钠和氯的比重也增大, 重碳酸盐所占比重减小。

4. 河水化学组成的时间变化明显 河水补给来源随季节变化明显, 因而水化学组成也随季节变化。以雨水或冰雪融水补给为主的河流, 在汛期河水量增大, 矿化度明显降低。夏季水生植物繁茂, 使 NO₃⁻、NO₂⁻、NH₄⁺ 含量减少。枯水季节以地下水补给为主, 河水矿化度增大, 随着水温降低, 溶解氧增多(表 1 - 18)。由于水生植物减少, NO₃⁻、NO₂⁻、NH₄⁺ 的含量可达全年最大值。

(四) 湖水化学成分的特点

湖泊是陆地表面天然洼陷中流动缓慢的水体。湖泊的形态和规模、吞吐状况及所处的地理环境, 造成了湖水化学成分及其动态的特殊性。湖水的化学成分和含盐量与海水、河水、地下水有明显差异。

表 1 - 18 温度、盐度与溶解氧饱和值(a)

温度()	氯化物浓度(mg/l)					温度()	氯化物浓度(mg/l)				
	0	5000	10000	15000	20000		0	5000	10000	15000	20000
0	14.62	13.79	12.97	12.14	11.32	16	9.95	9.46	8.96	8.47	7.99
1	14.23	13.41	12.61	11.82	11.03	17	9.74	9.26	8.78	8.36	7.84
2	13.84	13.05	12.28	11.52	10.76	18	9.54	9.07	8.62	8.15	7.70
3	13.48	12.72	11.98	11.24	10.50	19	9.35	8.89	8.45	8.00	7.56
4	13.13	12.41	11.69	10.97	10.25	20	9.17	8.73	8.30	7.86	7.42
5	12.80	12.09	11.39	10.70	10.01	21	8.99	8.57	8.14	7.71	7.28
6	12.48	11.79	11.12	10.45	9.78	22	8.83	8.42	7.99	7.57	7.14
7	12.17	11.51	10.85	10.21	9.57	23	8.68	8.27	7.85	7.43	7.00
8	11.87	11.24	10.61	9.98	9.36	24	8.53	8.12	7.71	7.30	6.87
9	11.59	10.97	10.36	9.76	9.17	25	8.38	7.96	7.56	7.15	6.74
10	11.33	10.73	10.13	9.55	8.98	26	8.22	7.81	7.42	7.02	6.61
11	11.08	10.49	9.92	9.35	8.80	27	8.07	7.67	7.28	6.88	6.49
12	10.83	10.28	9.72	9.17	8.62	28	7.92	7.53	7.14	6.75	6.37
13	10.60	10.05	9.52	8.98	8.48	29	7.77	7.39	7.00	6.62	6.25
14	10.37	9.85	9.32	8.80	8.30	30	7.63	7.25	6.86	6.49	6.13
15	10.15	9.65	9.14	8.63	8.14						

a 表中数据系指淡水和咸水暴露在含氧 20.90% 的干燥空气中, 总压力为 760 毫米汞柱时的饱和值。

1. 湖水的矿化度有差异 按照矿化度, 通常将湖泊分为淡水湖(< 1 克/升)、微咸水湖(1—24.7 克/升)、咸水湖(24.7 ~35 克/升)、盐湖(> 35 克/升) 几种类型。不同类型的湖泊, 其地理分布具有地带性规律。在湿润地区, 年降水量大于年蒸发量, 湖泊多为吞吐湖, 水流交替条件好, 湖水矿化度低, 为淡水湖。在干旱地区, 湖面年蒸发量远大于年降水量, 内陆湖的入湖径流全部耗于蒸发, 导致湖水中盐分积累, 矿化度增大, 形成咸水湖或盐湖。不同地区湖泊具有不同的化学成分和矿化度。湖水与海水在化学成分上的差异, 主要体现在湖水主要离子之间, 无一定比例关系。

2. 湖中生物作用强烈 营养元素(N、P) 在湖水、生物体、底质中循环, 各地的淡水湖泊都有不同程度的富营养化的趋势。

3. 湖水交替缓慢, 深水湖有分层性 随着水深的增加, 溶解氧的含量降低, CO₂ 的含量增加。在湖水停滞区域, 会形成局部还原环境, 以致湖水中游离氧消失, 出现 H₂S、CH₄ 类的气体。

(五) 地下水的化学特征

地下水化学组成类型之多, 地区性差异之大, 是其它天然水不可比的。关于地下水化学成分的起源和形成过程, 至今仍有许多长期争论的问题没有解决。地下水化学基本特点如下:

1. 地下水充填于岩石、土壤空隙中, 与岩石、土壤广泛接触, 渗流速度很小, 循环交替缓慢, 而且地下水贮存于岩石圈上部相当大的深度(10 公里), 构成了地下水圈。从地表到地下深处, 介质的温度、压力、渗流运动等热力、动力条件大不相同, 使得土壤和岩石圈各种元素及化合物都可能存在于地下水中。矿化后的地下水汇入河流、湖泊、海洋等, 对其化学组成有很大影响。

2. 矿化度变化范围大,从淡水直到盐水。在淡水中阴离子以 HCO_3^- 为主,阳离子以 Ca^{2+} 为主。随着矿化度的增加,阴离子按 HCO_3^- SO_4^{2-} Cl^- 次序递增;阳离子中 Na^+ 的含量增多,逐渐代替 Ca^{2+} 成为主要成分,而且 Mg^{2+} 的含量稍有增加。

3. 地下水的化学成分的时间变化极为缓慢,常需以地质年代衡量。

4. 地下水与大气接触有很大的局限性,仅限于距地表最近的含水层,此层可溶入氧气成为地下水氧化作用带。然而地下水中 CO_2 的含量比较多,因为生物的呼吸、有机质的分解,使土壤空气中 CO_2 的含量可达 1% ~7%。如果地下水交替缓慢,则氧很快耗尽,成为还原环境。围岩中若含有机质,则地下水便富集 H_2S 、 CH_4 等气体。

第三节 地球上水的分布与水资源

水是地球上分布最广泛的物质之一。它以气态、液态和固态三种形式存在于空中、地表与地下,成为大气水、海水、陆地水,以及存在于所有动、植物有机体内的生物水,组成了一个统一的相互联系的水圈。

一、地球上水的分布

地球总面积为 5.1 亿平方公里,其中海洋面积为 3.613 亿平方公里(表 1 - 19),约占地球总面积的 70.8%。海洋的总水量为 13.38 亿立方公里,占地球总水量的 96.5%,折合成水深

表 1 - 19 全球的水储量

水的类型	分布面积 (10^4km^2)	水 量 (10^4km^3)	水 深 (m)	世界水储量中的(%)	
				占总储量	占淡水储量
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
一、海洋水	36 130	133 800	3 700	96.5	—
二、地下水(重力水和毛管水)	13 480	2 340	174	1.7	—
其中地下水淡水	13 480	1 053	78	0.76	30.1
三、土壤水	8 200	1.65	0.2	0.001	0.05
四、冰川与永久雪盖	1 622.75	2 406.41	1 463	1.74	68.7
1. 南极	1.398	2 160	1 546	1.56	61.7
2. 格陵兰	180.24	234	1 298	0.17	6.68
3. 北极岛屿	22.61	8.35	369	0.006	0.24
4. 山脉	22.4	4.06	181	0.003	0.12
五、永冻土底冰	2.100	30.0	14	0.222	0.86
六、湖泊水	206.87	17.64	85.7	0.013	—
1. 淡水	123.64	9.10	73.6	0.007	0.26
2. 咸水	82.23	8.54	103.8	0.006	—
七、沼泽水	268.26	1.147	4.28	0.000 8	0.03
八、河床水	14.880	0.212	0.014	0.000 2	0.006
九、生物水	51.000	0.112	0.002	0.000 1	0.003
十、大气水	51.000	1.29	0.025	0.001	0.04
水体总储量	51 000	138 598 461	2 718	100	—
其中淡水储量	14 800	3 502 921	235	2.53	100

可达 3 700 米, 如果平铺在地球表面, 平均水深可达 2 640 米。除海洋外, 还有湖泊、河流、沼泽、冰川等。地表约四分之三被水所覆盖。

地表之上的大气中的水汽来自地球表面各种水体水面的蒸发、土壤蒸发及植物散发, 并借助空气的垂直交换向上输送。一般说来, 空气中的水汽含量随高度的增大而减少。观测证明, 在 1 500 ~2 000 米高度上, 空气中的水汽含量已减少为地面的一半; 在 5 000 米高度, 减少为地面的十分之一; 再向上, 水汽含量就更少了, 水汽最高可达平流层顶部, 高度约 55 000 米。大气水在 7 公里以内总量约有 12 900 立方千米, 折合成水深约为 25 毫米, 仅占地球总水量的 0.001%。虽然数量不多, 但活动能力却很强, 是云、雨、雪、雹、霰、雷、闪电的根源。

地表之下储存于地壳约 10 千米范围含水层中的重力水, 称为地下水。由于全球各地的地质构造、岩石条件等变化复杂, 很难对地下水储量作出精确估算。从已发表的研究成果来看, 储量大小之间可差一个数量级。现根据苏联学者 1974 年所发表的研究成果, 从地面至深达 2 千米的地壳内, 地下水总储量为 2 340 万立方千米。

土壤水是指储存于地表最上部约 2 米厚土层内的水。据调查土层的平均湿度为 10%, 相当于含水深度为 0.2 米, 如果以陆地上土层覆盖总面积 8 200 万平方千米计算, 那么土壤水的储量为 16 500 立方千米。地球表面生物体内的贮水量约为 1 120 立方千米。

地球上的水, 水平分布面积很广, 垂直分布存在于大气圈、生物圈、岩石圈之中, 其水量非常丰富, 约为 13.86 亿立方千米, 所以地球有“水的行星”之称。

二、水资源涵义与特性

水是宝贵的自然资源, 也是自然生态环境中最积极、最活跃的因素。同时, 水又是人类生存和社会经济活动的基本条件, 其应用价值表现为水量、水质及水能三个方面。

(一) 水资源的涵义

1. 广义水资源 世界上一切水体, 包括海洋、河流、湖泊、沼泽、冰川、土壤水、地下水及大气中的水分, 都是人类宝贵的财富, 即水资源。按照这样理解, 自然界的水体既是地理环境要素, 又是水资源。但是限于当前的经济技术条件, 对含盐量较高的海水和分布在南北两极的冰川, 目前大规模开发利用还有许多困难。

2. 狭义水资源 狭义的水资源不同于自然界的水体, 它仅仅指在一定时期内, 能被人类直接或间接开发利用的那一部分动态水体。这种开发利用, 不仅目前在技术上可能, 而且经济上合理, 且对生态环境可能造成的影响也是可接受的。这种水资源主要指河流、湖泊、地下水和土壤水等淡水, 个别地方还包括微咸水。这几种淡水资源合起来只占全球总水量的 0.32% 左右, 约为 1 065 万立方公里。淡水资源与海水相比, 所占比例很小, 但却是目前研究的重点。

这里需要说明的是, 土壤水虽然不能直接用于工业、城镇供水, 但它是植物生长必不可少的条件, 可以直接被植物吸收, 所以土壤水应属于水资源范畴。至于大气降水, 它不仅是径流形成的最重要因素, 而且是淡水资源的最主要, 甚至惟一的补给来源。

(二) 水资源的特性

1. 水资源的循环再生性与其有限性 水资源与其它资源不同, 在水文循环过程中使水不断的恢复和更新, 属可再生资源。水循环过程具有无限性的特点, 但在其循环过程中, 又受太阳辐射、地表下垫面、人类活动等条件的制约, 每年更新的水量又是有限的, 而且自然界中各种水

体的循环周期不同(见表2-1),水资源恢复量也不同,反映了水资源属动态资源的特点。所以水循环过程的无限性和再生补给水量的有限性,决定了水资源在一定限度内才是“取之不尽,用之不竭”的。在开发利用水资源过程中,不能破坏生态环境及水资源的再生能力。

2. 时空分布的不均匀性 作为水资源主要补给来源的大气降水、地表径流和地下径流等都具有随机性和周期性,其年内与年际变化都很大;它们在地区分布上也很不均衡,有些地方干旱水量很少,但有些地方水量又很多而形成灾害,这给水资源的合理开发利用带来很大的困难。

3. 利用的广泛性和不可代替性 水资源是生活资料又是生产资料,在国计民生中用途广泛,各行各业都离不开它。从水资源利用方式看,可分为耗用水量 and 借用水体两种。生活用水、农业灌溉、工业生产用水等,都属于消耗性用水,其中一部分回归到水体中,但量已减少,而且水质也发生了变化;另一种使用形式为非消耗性的,例如,养鱼、航运、水力发电等。水资源这种综合效益是其它任何自然资源无法替代的。此外,水还有很大的非经济性价值,自然界中各种水体是环境的重要组成部分,有着巨大的生态环境效益,水是一切生物的命脉。不考虑这一点,就不能真正认识水资源的重要性。随着人口的不断增长,人民生活水平的逐步提高,以及工农业生产的日益发展,用水量将不断增加,这是必然的趋势。所以,水资源已成为当今世界普遍关注的重大问题。

4. 利与害的两重性 由于降水和径流的地区分布不平衡和时程分配的不均匀,往往会出现洪涝、旱碱等自然灾害。开发利用水资源目的是兴利除害,造福人民。如果开发利用不当,也会引起人为灾害,例如,垮坝事故、水土流失、次生盐渍化、水质污染、地下水枯竭、地面沉降、诱发地震等,也是时有发生。水的可供开发利用和可能引起的灾害,说明水资源具有利与害的两重性。因此,开发利用水资源必须重视其两重性这一特点,严格按自然和社会经济规律办事,达到兴利除害的双重目的。水资源不只是自然之物,而且有商品属性。一些国家都建立了有偿使用制度,在开发利用中受经济规律制约,体现了水资源的社会性与经济性。

三、世界水资源

水资源是指全球水量中可为人类生存、发展所利用的水量,主要是指逐年可以得到更新的那部分淡水量。最能反映水资源数量和特征的是年降水量和河流的年径流量。年径流量不仅包含降水时产生的地表水,而且还包括地下水的补给。所以,世界各国通常采用多年平均径流量来表示水资源量。

包括南极冰川在内,世界各大洲陆地年径流总量为4.68万(表1-20),折合平均径流深为314毫米。1971年全世界人口为36.4亿,人均年径流量为12900立方米;1982年世界人口增到45亿,则人均占有径流量减为10400立方米;1990年世界人均水资源占有径流量下降为7800立方米,我国人均均为2338立方米。年径流量超过10000亿立方米的国家有巴西、加拿大、美国、印度尼西亚、中国、印度等(表1-21)。世界上人均占有年径流量超过10000立方米的国家有40多个,其中加拿大是人均径流量最多的国家,达129600立方米/人,其次为新西兰达94640立方米/人。

水资源在不同地区、不同年份和不同季节的分配是极不均衡的。由于工、农业的不断发展,人口的急剧增加和生活水平的提高,不合理的利用水和浪费水的现象则较为严重。在许多国家,不断增长的需水量与有限的水资源之间的矛盾日益突出。目前世界上60%的地区面临淡

表 1 - 20 各大洲的水资源

大 陆 (连同岛屿)	径 流 量		占总径流量的(%)	产 水 量	
	(mm)	(km ³)		面积(万 km ²)	径流模数 (l/s · km ²)
欧 洲	306	3 210	7	10 500	9.7
亚 洲	332	14 410	31	43 475	10.5
非 洲	151	4 570	10	30 120	4.8
北 美 洲	339	8 200	17	24 200	10.7
南 美 洲	661	17 760	25	17 800	21
澳 洲	453	348	1	7 683	1.44
大 洋 洲	1 610	2 040	4	1 267	51.1
南 极 洲	156	2 310	5	13 980	5.2
总 陆 面	314	46 800	100	14 900	10.0

表 1 - 21 主要国家人均、亩均径流量(1985)

国 家	巴 西	加 拿 大	美 国	印 度 尼 西 亚	中 国	印 度
平均年径流量(亿 m ³)	51 912	31 220	29 702	28 113	27 115	17 800
人口(万人)	11 909	2 409	22 980	14 750	103 100	69 389
人均水量(m ² /人)	43 700	129 600	12 920	19 000	2 632	2 450
耕地(亿 亩)	4.85	6.54	28.40	2.46	15	24.7
亩均水量(m ³ /亩)	10 704	4 774	1 046	11 300	1 759	721

水不足的困境, 40 多个国家的水资源严重匮乏。有的国家大量排放污水造成的水资源污染, 不仅更加加剧了水源不足的矛盾, 而且使世界生态环境受到破坏, 直接威胁着人类自身的健康和生存条件。

四、我国水资源

(一) 水资源总量

一个区域水资源总量, 为当地降水形成的地表水和地下水的总和。由于地表水和地下水互相联系而又相互转化, 因此计算水资源总量时, 不能将地表水资源与地下水资源直接相加, 应扣除相互转化的重复计算量。

全国多年平均地表水资源量为 27 115 亿立方米, 多年平均地下水资源量为 8 288 亿立方米, 扣除两者之间的重复计算水量 7 279 亿立方米后, 全国多年平均水资源总量为 28 124 亿立方米。全国水资源利用分为 9 个一级区(图 1 - 15), 北方 5 区多年平均水资源总量为 5 358 亿立方米, 占全国的 19%, 平均产水模数为 8.8 万立方米/平方公里, 水资源贫乏; 南方 4 区多年平均水资源总量为 22 766 亿立方米, 占全国的 81%, 平均产水模数为 65.4 万立方米/平方公里, 为北方的 7.4 倍, 水资源丰富。全国区域水资源总量计算成果见表 1 - 22。

(二) 水资源时空变化

1. 地区分布 因受海陆位置、水汽来源、地形条件等因素影响, 我国水资源的地区分布很不均匀, 总趋势是由东南沿海向西北内陆递减。

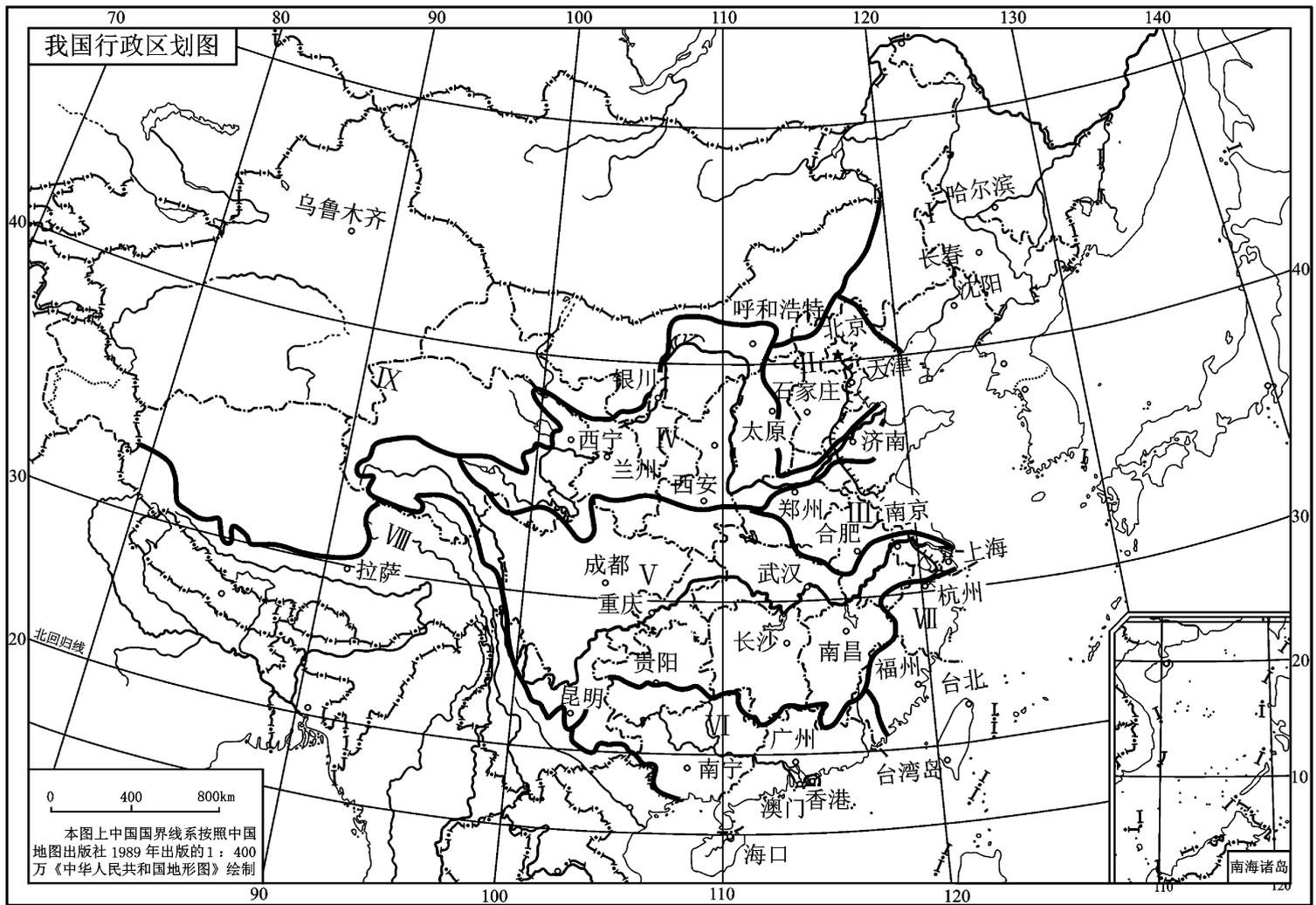


图 1 - 15 中国水资源利用分区图

一级区名称

东北诸河	华南诸河
海河	东南诸河
淮河及山东半岛诸河	西南诸河
黄河	内陆河
长江	

表 1 - 22 全国区域多年平均年水资源总量

分区名称	地表水资源量 (亿 m ³)	地下水资源量 (亿 m ³)	重复计算量 (亿 m ³)	水资源总量 (亿 m ³)	产水模数 (万 m ³ / km ²)
东北诸河	1 652.9	624.9	349.3	1 928.5	15.45
海河	287.8	265.2	131.8	421.2	13.24
淮河和山东半岛诸河	741.3	393.0	173.4	960.9	29.19
黄河	661.5	405.8	323.6	743.7	9.36
长江	9 513.0	2 464.2	2 363.9	9 613.3	53.16
华南诸河	4 685.0	1 115.5	1 092.4	4 708.1	81.08
东南诸河	2 557.0	613.1	578.4	2 591.7	108.08
西南诸河	5 853.1	1 543.8	1 543.8	5 853.1	68.75
内陆诸河	1 163.7	862.2	722.0	1 303.9	3.86
北方五区	4 507.2	2 551.1	1 700.1	5 358.2	8.83
南方四区	22 608.1	5 736.6	5 578.5	22 766.2	65.41
全国	27 115.3	8 287.7	7 278.6	28 124.4	29.46

降水是水资源的重要补给来源。河川径流的地区分布趋势与降水分布基本一致,但由于受地面因素的影响,地区分布更不均匀。按照年降水和年径流的多少,全国大致可划分为水资源条件不同的5个地带:

1) 多雨 - 丰水带 年降水量大于1600毫米,年径流深超过800毫米,年径流系数在0.5以上。包括浙江、福建、台湾、广东等省的大部分地区,广西东部、云南西南部、西藏东南隅,以及江西、湖南、四川西部的山地。其中台湾东北部和西藏东南的局部地区,年径流深高达5000毫米,是我国水资源最丰富地区。

2) 湿润 - 多水带 年降水量800~1600毫米,年径流深200~800毫米,年径流系数为0.25~0.5。主要包括沂沭河下游和淮河两岸地区,秦岭以南汉水流域,长江中下游地区,云南、贵州、四川、广西等省区的大部分及东北的长白山区。

3) 半湿润 - 过渡带 年降水量400~800毫米,年径流深50~200毫米,年径流系数0.1~0.25。包括黄淮海平原,东北三省、山西、陕西的大部分,甘肃和青海的东南部,新疆北部和西部山地,四川西北部和西藏东部。

4) 半干旱 - 少水带 年降水量200~400毫米,年径流深10~50毫米,年径流系数在0.1以下。包括东北地区西部,内蒙古、宁夏、甘肃的大部分地区,青海、新疆的西北部和西藏部分地区。

5) 干旱 - 干涸带 年降水量小于200毫米,年径流深不足10毫米,有的地区为无流区。包括内蒙古、宁夏、甘肃的荒漠和沙漠,青海的柴达木盆地,新疆的塔里木盆地和准噶尔盆地,西藏北部羌塘地区。

由于降水、地表水和水文地质条件的不同,我国平原地区地下水资源的差异也很大。

2. 多年变化 水资源通常以丰枯变化规律反映多年变化过程,以极值比表示年际变差幅度。

1) 丰枯变化规律 根据全国53个有长系列年降水和年径流资料的测站的模比系数差积曲线分析,全国水资源丰枯变化规律大致可归纳为三种类型:

有比较明显的60~80年长周期。属于这一类测站最多,约占分析站数的58%,其特点是上升段和下降段很长,一般为25~35年。在地区上南北方不同步,大致相差半个周期,北方处于上升段,南方则为下降段,北方处于下降段,南方则为上升段,反映了全国时常出现的南涝北旱或北涝南旱的规律。

有比较明显的30~40年短周期。属于这一类的测站甚少,约占分析站数的10%,其特点是上升段和下降段短,一般为15~20年。

没有明显的周期性变化规律。这一类特点是上升段和下降段很短,而且无规律的出现。属于这类的测站约占分析站数的32%。

2) 极值比 系列中最大值与最小值的倍比值,称为极值比(K_m),可以作为反映降水、径流年际变幅的指标。年径流极值比除了受气候因素影响外,还与下垫面条件和流域面积大小有密切关系,它的分布规律与年降水有些差别。全国部分流量站极值比见表1-23。

3. 季节变化 全国降水量以夏季为最多,冬季很少,春季和秋季介于冬、夏之间。春雨和秋雨各地不同,多气旋过境地方春雨较多,多台风过境的地方秋雨较多。

河川年径流量的季节变化取决于河流的补给条件。按照河流补给情况,全国大致可分为

三区:

表 1 - 23 年径流最大、最小值统计

河 名	站 名	集水面积 (km ²)	系列年数	多年平均 径 流 量 (亿 m ³)	最大年径流量		最小年径流量		极 值 比 <i>K_m</i>
					(亿 m ³)	年 份	(亿 m ³)	年 份	
松花江	哈尔滨	390526	82	384.6	847	1932	123	1920	6.9
嫩 江	富拉尔基	123190	82	146.0	397	1932	28.4	1907	14.0
乌苏里江	兴凯湖	22400	66	19.9	44.2	1960	7.41	1978	6.0
鸭绿江	水丰水库	45860	62	250.3	395	1922	135	1976	2.9
滦 河	滦县	44100	51	47.4	128	1959	16.1	1936	8.0
潮白河	苏庄	17595	62	81.3	64.7	1939	3.35	1941	19.3
永定河	官厅水库	43402	61	17.7	32.2	1939	7.16	1930	4.5
滹沱河	黄壁庄水库	23272	56	22.0	65.6	1954	7.90	1931	8.3
黄 河	三门峡	688421	61	506.5	840	1964	242	1923	3.5
汾 河	河津	38728	61	20.3	44.1	1964	8.46	1936	5.2
淮 河	中渡	158160	53	340.1	941	1921	64.2	1929	14.7
长 江	宜昌	1005501	100	4550.7	6037	1954	3345	1942	1.8
长 江	寸滩	841291	87	3566.8	4626	1949	2543	1942	1.8
西 江	梧州	329705	80	2271.3	3280	1911	1020	1963	3.2
郁 江	贵县	87712	80	589.8	911	1904	223	1963	4.1
闽 江	竹岐	54500	42	559.1	842	1937	276	1971	3.1

秦岭以南主要为雨水补给区, 河川径流量的季节变化主要受降水季节分配的影响, 夏汛比较突出。因流域的调节作用, 河流少雨季节一般比多雨季节滞后一个月左右。

东北地区、华北部分地区、黄河上游和西北一些河流, 为雨水和冰雪融水补给区, 有春、夏两次汛期, 年径流过程线呈双峰型。但一般春汛水量不大, 多数河流占年径流量的 5% 左右, 少数超过 10%。

西北内陆地区的祁连山、天山、阿尔泰山、昆仑山以及青藏高原部分河流, 主要由高山冰雪融水补给, 径流量的变化与气温有密切关系, 年内分配比较均匀。

(三) 水资源条件和问题

1. 水资源总量不少, 但人均、亩均水量较少, 合理利用和保护水资源应作为我国长期坚持的国策。我国水资源总量为 28124 亿立方米, 其中河川径流量为 27115 亿立方米, 少于巴西、加拿大、美国和印度尼西亚, 居世界第五位(见表 1 - 3)。从水资源总量来说不算少, 但我国人口众多, 90 年人均地表水量只有 2338 米³, 约为世界人均水量的四分之一; 耕地面积也不少, 亩均水量 1759 立方米, 约为世界亩均水量的四分之三, 可见我国水资源并不富裕。水是重要的资源, 关系到国计民生, 必须十分珍惜, 合理开发利用, 充分发挥有限资源的作用。

2. 水资源的地区分布很不均匀, 与人口、耕地的分布不相适应, 进行水量的地区调配是水资源开发利用的重要课题。从全国来说, 南方水多、地少、人多, 北方水少、地多, 造成了南方水量有余, 北方水量短缺的局面。从表 1 - 24 中可知, 南方四区水资源总量占全国的 81%, 人口占全国的 54.7%, 耕地只占全国的 35.9%; 而北方四区(不含内陆区) 水资源总量只占全国的 14.4%, 耕地却占全国的 58.3%, 人口占全国的 43.2%。北方四区人均水量为 938 立方米, 其中海滦河流域只有 430 立方米; 而南方四区人均水量为 4170 立方米, 其中西南诸河高达 38431

表 1 - 24 各流域片人均水资源量与亩均水资源量比较表(1985)

流域片名称		流域片面积占全国 (%)	水资源总量 $10^8 m^3$	水资源占全国 (%)	占全国人口 (%)	占全国耕地 (%)	人均水量 ($m^3/人$)	亩均水量 ($m^3/亩$)	
内流区	内陆河片(含额尔齐斯河)	35.3	1 303.9	4.6	2.1	5.8	6 290	1 470	
外流区	北方五片	黑龙江流域片	9.5	1 351.8	4.8	5.1	13.0	2 630	679
		辽河流域片	3.6	576.7	2.1	4.7	6.7	1 230	558
		海滦河流域片	3.3	421.1	1.5	9.8	10.9	430	251
		黄河流域片	8.3	743.6	2.6	8.2	12.7	912	382
		淮河流域片	3.5	961.0	3.4	15.7	14.9	623	421
		合计	28.2	4 054.2	14.4	43.5	58.2	938	454
	南方四片	长江流域片	19.0	9 613.4	34.2	34.8	24.0	2 760	2 620
		珠江流域片	6.1	4 708.1	16.8	10.9	6.8	4 300	4 530
		浙闽台诸河片	2.5	2 591.7	9.2	7.2	3.4	3 590	4 920
		西南诸河片	8.9	5 853.1	20.8	1.5	1.8	38 400	21 800
合计		36.5	22 766.3	81.0	54.4	36.0	4 180	4 130	
合计		64.7	26 820.5	95.4	97.9	94.2	2 750	1 860	
全国		100.0	28 124.4	100.0	100.0	100.0	2 730	1 870	

立方米。北方四区亩均水量 454 立方米,其中海滦河流域只有 251 立方米;南方四区亩均水量 4134 立方米,其中西南诸河高达 21 783 立方米。南方与北方比,人均水量为 4.4 倍,亩均水量为 9.1 倍;西南诸河与海滦河相比,人均水量为 89 倍,亩均水量为 87 倍。内陆诸河人均、亩均水量虽然不少,但有人居住地区水量有限,水量亦感不足。

为了从根本上改变北方用水紧张的局面,除了开源节流、合理开发利用和保护水资源外,应当积极研究跨流域调水工程措施,将南方多余的水量调至北方缺水地区,对水资源进行地区上的再分配。

3. 水量的年内、年际变化大,水旱灾害频繁,抗旱防洪涝始终是一项艰巨任务。我国位于东亚季风区,降水和径流的年内分配很不均匀,年际变化大,少水年和多水年持续出现。这些特点是造成水旱灾害频繁、农业生产不稳定的主要原因。

1950—1983 年 34 年中,全国平均每年水旱灾害面积约 4 亿亩,占耕地面积约 26% (表 1 - 25);成灾面积约 1.6 亿亩,约占耕地面积的 10%。水灾面积超过 2 亿亩的有 4 次,旱灾面积超过 4 亿亩的有 8 次,平均三年发生一次较严重的水旱灾害。

全国各地几乎都有可能发生旱灾,但灾情差别大。全国有 5 个主要旱灾区,自北而南为松辽平原、黄淮海平原、黄土高原、四川盆地东部和北部、云贵高原至广东湛江一带。全国约有 70% 以上的受旱面积在这些地区,以黄淮海平原受旱最严重,受旱面积占全国受旱面积一半以上。

洪涝灾害主要发生在黄河、海河、长江、珠江、松花江、辽河等 7 大河的中下游平原地区,其中以华北平原和长江中下游平原最为严重,受灾面积占全国水灾面积四分之三以上。这些地区耕地广布,人口众多,城镇密集,是中国工农业最发达的地区,地面高程多在江河洪水位以下,河岸虽有大堤防护,但大洪水的威胁仍然很大,防洪任务非常繁重。

表 1 - 25 各流域片 34 年平均水旱灾害面积统计表(104 亩)

流域片 名称	旱 灾						水 灾					
	受 灾			成 灾		成灾率 (%)	受 灾			成 灾		成灾率 (%)
	面积	占耕地 面积 (%)	占全国 受灾面积 (%)	面积	占全国 成灾面积 (%)		面积	占耕地 面积 (%)	占全国 受灾面积 (%)	面积	占全国 成灾面积 (%)	
黑龙江流域片	2 495	14.3	8.5	851	8.4	34.1	572	3.3	5.3	342	5.6	59.8
辽河流域片	1 515	14.2	5.2	562	5.6	37.1	496	4.6	4.6	284	4.7	57.3
内陆诸河片	1 132	11.5	3.9	479	4.7	42.3	93	0.9	0.8	40	0.7	43.0
海滦河流域片	4 794	25.3	16.4	1 769	17.5	36.9	2 041	10.8	19.0	1 408	23.2	69.0
黄河流域片	3 651	21.4	12.5	1 451	14.4	39.7	877	5.1	8.2	517	8.5	59.0
淮河流域片	5 146	23.7	17.6	1 641	16.2	31.9	2 737	12.6	25.5	1 705	28.1	62.2
长江流域片	8 938	18.1	30.5	2 906	28.7	32.5	3 147	6.4	29.4	1 498	24.7	47.6
珠江流域片	1 612	15.1	5.5	455	4.5	28.2	770	7.2	7.2	273	4.5	35.5
全 国	29 283	18.8	100.0	10 114	100.0	34.5	10 733	6.9	100.0	6 067	100.0	56.5

成灾率: 成灾面积 / 受灾面积。

4. 水土流失和泥沙淤积严重, 破坏了生态平衡, 增加了江河防洪困难, 降低了水利工程效益。长期以来人类活动的结果, 我国森林覆盖率很低, 只有 12.9%, 水土流失严重, 其流失面积为 120 万平方千米。根据近 20 年的泥沙观测资料统计分析(表 1 - 26), 全国年输沙模数大于 1000 吨/平方千米的面积达 60 万平方千米, 其中黄河流域 29 万平方千米, 长江流域 13 万平方千

表 1 - 26 主要江河部分测站含沙量、输沙量(1985)

河 流	站 名	面积 (km ²)	多年平均 含沙量 (kg/m ³)	历年最大 含沙量 (kg/m ³)	多年平均 年输沙 模数 (t/km ²)	多年平均 年输沙量 (10 ⁴ t)	实测最大 年输沙量 (10 ⁴ t)	实测最大、 最小年输 沙量比值	连续最大 四个月输 沙量占年 输沙量的 (%)
松花江	佳木斯	527 795	0.16	1.27	20.3	1 070	1 770	8.4	72.5
辽 河	巨流河	129 311	2.59	27.1	79.2	1 020	6 780	39.6	91.1
大凌河	锦 县	23 048	13.3	139	1 190	2 740	10 700	17.5	96.6
滦 河	滦 县	44 100	4.73	81.1	501	2 210	8 790	37.4	96.7
永定河	官 厅	43 402	49.2	436	1 860	8 070	49 700	131.5	90.3
黄 河	兰 州	222 551	3.56	329	508	11 300	26 700	12.0	88.0
黄 河	陕 县	687 869	36.9	590	2 290	161 000	391 000	8.0	83.7
黄 河	利 津	751 869	25.6	222	1 470	110 000	210 000	8.7	83.6
窟野河	温家川	8 645	184	1 700	16 000	13 800			93.2
无定河	白家川	29 662	128	1 520	5 760	17 100	44 000	19.3	92.2
渭 河	华 县	106 498	49.3	905	3 970	42 300	106 000	21.3	79.4
淮 河	鲁台子	91 620	0.592	17.2	145	1 330	3 380	48.4	72.4
长 江	宜 昌	1 005 501	1.18	10.5	512	51 400	75 400	2.1	82.8
长 江	汉 口	1 488 036	0.61	4.42	289	43 000	57 900	2.2	68.3
长 江	大 通	1 705 383	0.53	3.24	274	46 800	67 800	2.0	67.1
汉 江	皇 庄	142 056	2.06	16.9	893	12 700	26 300	11.8	79.7
赣 江	外 洲	80 948	0.174	1.63	137	1 110	1 860	8.4	77.9
闽 江	竹 岐	54 500	0.138	2.62	136	740	2 000	7.4	83.7
西 江	梧 州	329 705	0.34	1.08	219	7 230	14 000	8.3	82.6

米, 辽河流域 6.3 万平方千米, 海滦河 5 万平方千米。黄河中游黄土高原地带, 是中国水土流失最严重的地区, 年输沙模数大于 5 000 吨/平方千米的面积就有 15.6 万平方千米, 局部地区高达 22 000 吨/平方千米。水土流失造成许多河流含沙量大, 泥沙淤积严重, 全国平均每年进入河流的悬移质泥沙约 35 亿吨, 其中约有 20 亿吨淤积在外流区水库、湖泊、中下游河道和灌区内。黄河是中国含泥沙最多的河流, 年平均含沙量和年输沙总量均居世界大河的首位。

水土流失不但造成土壤瘠薄、农业生态失调低产, 而且给水资源开发利用带来许多困难。例如, 黄河下游由于泥沙淤积造成河床不断抬高, 行洪能力减少, 增加了防洪难度; 华北地区许多水库淤积严重, 降低了防洪标准和供水效益; 从多沙河流引水灌溉, 泥沙处理也是一个难题。因此, 除了开源节流、合理利用水资源外, 应加强水土保持工作, 通过生物措施和工程措施综合治理, 使生态达到良性循环, 减少河流泥沙, 维持水利工程效益。

5. 地下水是我国重要水资源, 要合理开发利用, 防止过量开采。我国地下水平均年资源量为 8 288 亿立方米。山丘区地下水平均年资源量为 6 762 亿立方米(表 1 - 27)。平原区地下水平均年资源量为 1 873 亿立方米(含与山丘区地下水资源量间重复计算量 348 亿立方米)。我国

表 1 - 27 山丘区地下水资源量

流域片名称	计算面积 (km ²)	平均年河 川基流量 (10 ⁸ m ³)	平均年河 床潜流量 (10 ⁸ m ³)	山前侧向 平均年流 出 量 (10 ⁸ m ³)	未计入河 川径流量 的山前泉 水平均年 出露量 (10 ⁸ m ³)	平均年潜 水蒸发量 (10 ⁸ m ³)	浅层地下 水平均年 实际开采 量的净消 耗 量 (10 ⁸ m ³)	地下水平 均 年 资源量 (10 ⁸ m ³)
黑龙江流域片	593 053	213.5	0.4	8.6	0.1		1.0	223.6
辽河流域片	230 524	87.4		4.6			3.6	95.6
海滦河流域片	171 372	98.5	0.6	22.1	1.4	0.4	1.6	124.6
黄河流域片	608 357	269.7	3.0	13.8	4.0		1.6	292.1
淮河流域片	127 923	102.0		3.0	2.3			107.3
长江流域片	1 625 293	2217.6		0.4				2 218.0
珠江流域片	550 113	1027.8						1 027.8
浙闽台诸河片	218 639	561.8						561.8
西南诸河片	851 406	1543.8						1 543.8
内陆河流域片	1 782 444	447.1	11.3	48.7	27.7	0.6		535.5
附: 额尔齐斯河	31 782	29.9	0.7	1.2	0.2			31.9
全国总计	6 790 906	6 599.1	16.0	102.4	35.7	1.0	7.8	6 762.0

北方平原区地下水平均年资源量为 1 468 亿立方米(表 1 - 28), 占全国平原区地下水平均年资源量的 78.4%。我国岩溶山区地下水资源也较丰富有 105.9 亿立方米(表 1 - 29)。

我国北方地表水资源相对贫乏, 但平原区地下水资源比较丰富且易开发利用。据 1980 年调查统计, 东北诸河、海河、淮河和山东半岛、黄河、内陆诸河等北方 5 区的地下水开采量为 540 亿立方米, 约占总供水量的四分之一。其中海河流域地下水开采量已达 202 亿立方米(平原区为 175 亿立方米), 占全流域供水量 53%。有些地区由于过量开采, 地下水位不断下降, 造成了许多不良后果。例如, 单井出水量减少, 耗电量增加, 采水成本逐年提高; 一些浅井报废, 一些机井换泵, 井越打越深, 形成恶性循环; 海水入侵, 地下水恶化; 城区地面下沉, 影响城市建设等。

表 1 - 28 北方主要平原的地下水资源量

平原类型	平原名称	地下水平 均年资源量 ($10^8 m^3$)	降水平均年入渗补给量		地表水体平均年渗漏补给量	
			$10^8 m^3$	占地下水 资源量的 (%)	$10^8 m^3$	占地下水 资源量的 (%)
一般平原区	松嫩—三江平原	205.8	173.6	84.3	24.2	11.8
	辽河平原	101.7	77.6	76.3	20.0	19.7
	黄淮海平原	476.8	376.0	78.9	81.2	17.0
	关中平原	30.2	15.1	50.0	14.8	49.0
	河套平原	56.4	11.5	20.4	37.0	65.7
内陆闭合盆地平原区	河西走廊	41.8	0.8	2.0	40.5	97.0
	柴达木盆地平原、青海湖平原及茶卡 - 砂珠玉平原	35.0	2.8	7.9	31.0	88.7
	塔里木盆地平原	220.1	4.5	2.0	196.3	89.2
	准噶尔盆地平原	68.8	4.9	7.1	49.8	72.4
	伊犁河河谷平原及塔城盆地平原	61.2	1.7	2.8	56.8	92.8
山间原盆地区	海滦河流域片的张宣 - 蔚怀、大同、长治、忻县盆地平原	20.3	9.5	46.8	3.5	17.2
	黄河流域片的太原、临汾、运城盆地平原	14.4	6.7	46.2	3.5	24.2

表 1 - 29 岩溶山区地下水资源

流域片名称	计算面积 (km^2)	地下水平均年资源量 ($10^8 m^3$)
黄河流域片	31 947	24.1
淮河流域片	13 429	22.8
长江流域片	378 880	663.2
珠江流域片	172 147	254.7
浙闽台沿海诸河片	1 530	3.2
西南诸河片	40 117	90.8
合计	638 050	1 058.8

6. 天然水质相当良好,但人为污染日趋严重,防止水质恶化,保护水源已是当务之急。我国河流天然水质是相当好的,矿化度小于 300 毫克/升的面积占全国面积的 53.2%,但由于人口不断增长和工业迅速发展,污水未经处理排放量增加很快,水质恶化日趋严重。全国 1985 年排放废水 327.5 亿立方米,1990 年排放废水为 353.8 亿立方米。全国 90% 以上污水未经处理直接排入水域,使海洋、河流、湖泊、水库遭受了不同程度的污染。农村大量使用高残存留农药、化肥、乡镇企业排放的废水,也一定程度的污染了水源。由于水质恶化,在进行评价的 92100 公里河长中,有 66% 的水质达不到饮用水的标准,有 11% 水质不符合农业灌溉要求,有 6% 有毒物质含量超过污水排放标准,或受有机物质污染而达到黑臭的严重程度。人口密集、工业发达的城市附近,河流污染比较严重,华北地区有些河流完全成为排污河。一些城市的地下水也遭受了污染,北方城市较为严重。随着人口继续增加,工业持续发展,科学技术的进步及经济实力的增长,可以治理一些废污水,但当前总的趋势,废污水量还在继续增长。

复习思考题

1. 水分子为什么具有极性结构?
2. 随着水温的升降, 水分子有何变化?
3. 固态水(冰)的结构有何特点?
4. 液态水“闪动簇团”理论有何优点?
5. 水的主要物理性质如何?
6. 海水的能量收支受何因素影响?
7. 海水温度分布有何特点?
8. 湖泊水温分布有何特点?
9. 海水状态方程说明什么问题?
10. 试述天然水化学成分的主要组成?
11. 试述天然水的矿化过程。
12. 试述天然水的分类。
13. 大气水化学有何特征?
14. 海水化学有何特征?
15. 何谓海水盐度?
16. 海水盐度的时空分布如何?
17. 河水化学有何特征?
18. 地下水化学有何特征?
19. 湖水化学有何特征?
20. 为什么说地球上水资源是极其丰富的?
21. 试述水资源的涵义及特性?
22. 试述我国小资源的时空变化和主要特征。

第二章 地球上的水循环

第一节 水循环概述

一、水循环基本过程

(一) 水循环基本过程

水循环是指地球上各种形态的水,在太阳辐射、地心引力等作用下,通过蒸发、水汽输送、凝结降水、下渗以及径流等环节,不断地发生相态转换和周而复始运动的过程。

从全球整体角度来说,这个循环过程可以设想从海洋的蒸发开始,蒸发的水汽升入空中,并被气流输送至各地,大部分留在海洋上空,少部分深入内陆,在适当条件下,这些水汽凝结降水。其中海面上的降水直接回归海洋,降落到陆地表面的雨雪,除重新蒸发升入空气中的水汽外,一部分成为地面径流补给江河、湖泊,另一部分渗入岩石土层中,转化为壤中流与地下径流。地面径流,壤中流与地下径流,最后亦流入海洋,构成全球性统一的,连续有序的动态大系统。

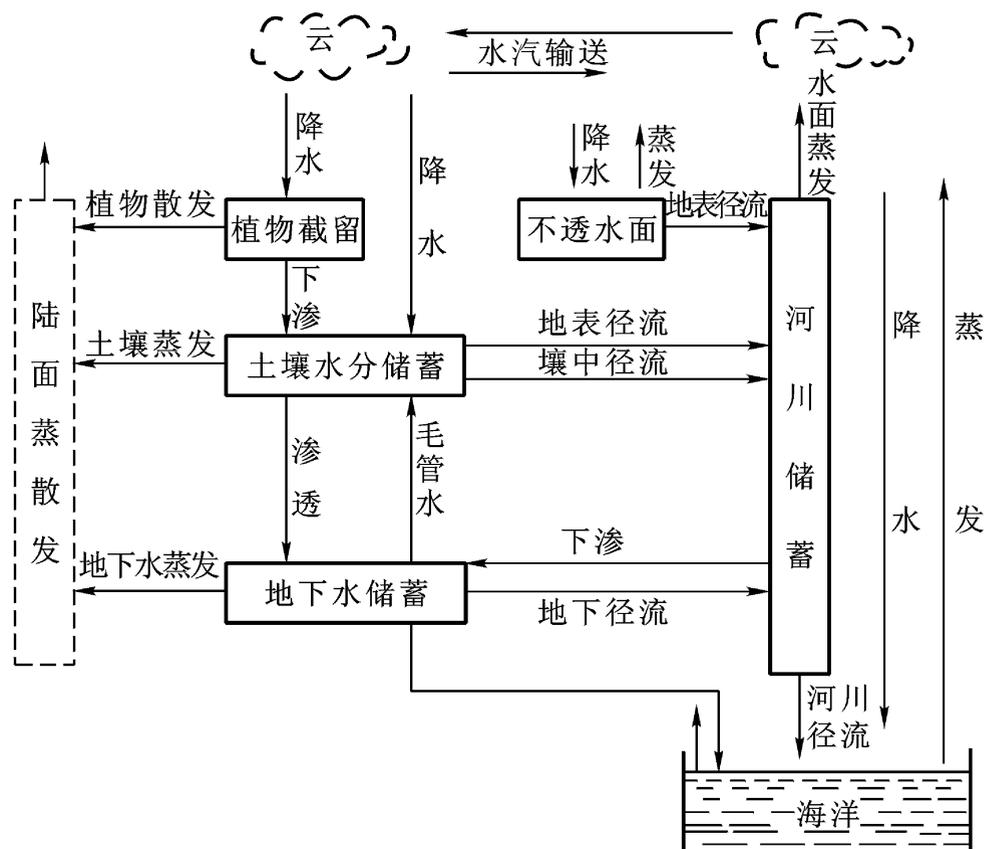


图 2 - 1 全球海陆水循环过程概化图

图 2 - 1 为全球海陆间水循环过程的概化图。整个过程可分解为水汽蒸发、水汽输送、凝结降水、水分入渗,以及地表、地下径流等 5 个基本环节。这 5 个环节相互联系、相互影响,又交错并存、相对独立,并在不同的环境条件下,呈现不同的组合,在全球各地形成一系列不同规模的地区水循环。

(二) 水循环机理

第一,水循环服从于质量守恒定律。整个循环过程保持着连续性,既无开始,也没有结尾。从实质上说,水循环乃是物质与能量的传输、储存和转化过程,而且存在于每一环节。在蒸发环节中,伴随液态水转化为气态水的是热能的消耗,伴随着凝结降水的是潜热的释放,所以蒸发与降水就是地面向大气输送热量的过程。据测算,全球海陆日平均蒸发量为 1.5808 万亿立方米,是长江全年入海径流量的 1.6 倍,蒸发这些水汽的总耗热量高达 3.878×10^{21} 焦耳,如折合电能为 10.77×10^{14} 千瓦时,等于 1990 年全世界各国总发电量的近 100 倍,所以地面潜热交换成为

大气的热量主要来源。

由降水转化为地面与地下径流的过程,则是势能转化为动能的过程。这些动能成为水流的动力,消耗于沿途的冲刷,搬运和堆积作用,直到注入海洋才消耗殆尽。

第二,太阳辐射与重力作用,是水循环的基本动力。此动力不消失,水循环将永恒存在,水的物理性质,在常温常压条件下液态、气态、固态三相变化的特性是水循环的前提条件;外部环境包括地理纬度、海陆分布、地貌形态等则制约了水循环的路径、规模与强度。

第三,水循环广及整个水圈,并深入大气圈、岩石圈及生物圈。其循环路径并非单一的,而是通过无数条路线实现循环和相变的,所以水循环系统是由无数不同尺度、不同规模的局部水循环所组合而成的复杂巨系统。

第四,全球水循环是闭合系统,但局部水循环却是开放系统。因为地球与宇宙空间之间虽亦存在水分交换,但每年交换的水量还不到地球上总贮水量的 1/15 亿,所以可将全球水循环系统近似的视为既无输入,又无输出的一个封闭系统,但对地球内部各大圈层,对海洋、陆地或陆地上某一特定地区,某个水体而言,既有水分输入,又有水分输出,因而是开放系统。

第五,地球上的水分在交替循环过程中,总是溶解并携带着某些物质一起运动,诸如溶于水中的各种化学元素、气体以及泥沙等固体杂质等。不过这些物质不可能像水分那样,构成完整的循环系统,所以通常意义上的水文循环仅指水分循环,简称水循环。

二、水循环的类型与层次结构

(一) 水循环的基本类型

通常按水循环的不同途径与规模,将全球的水循环区分为大循环与小循环,如图 2 - 2 所示。

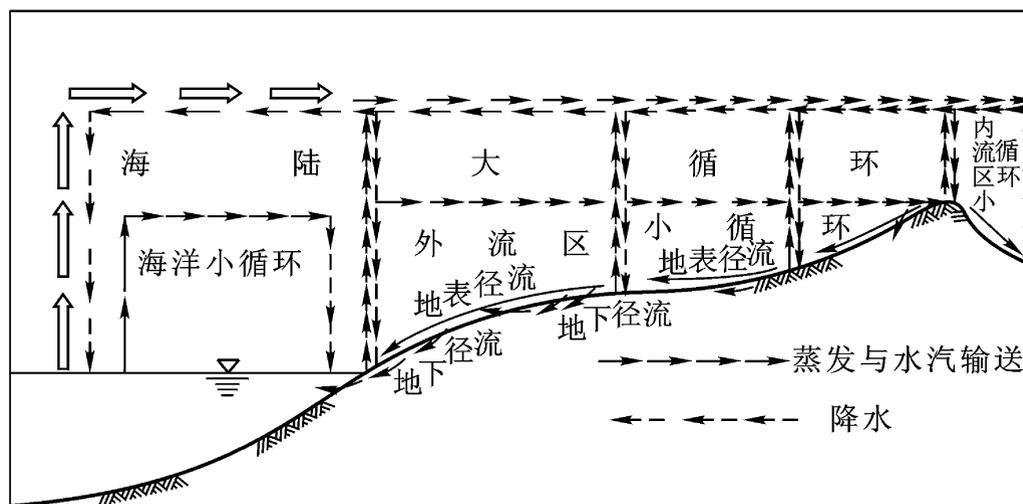


图 2 - 2 水循环基本类型示意图

1. 大循环 发生于全球海洋与陆地之间的水分交换过程,由于广及全球,故名大循环,又称外循环。

大循环的主要特点是,在循环过程中,水分通过蒸发与降水两大基本环节,在空中与海洋,空中与陆地之间进行垂向交换,与此同时,又以水汽输送和径流的形式进行横向交换。

交换过程中,海面上的年蒸发量大于年降水量,陆面上情况正好相反,降水大于蒸发;在横

向交换过程中, 海洋上空向陆地输送的水汽要多于陆地上空向海洋回送的水汽, 两者之差称为海洋的有效水汽输送。正是这部分有效的水汽输送, 在陆地上转化为地表及地下径流, 最后回流入海, 在海陆之间维持水量的相对平衡。

2. 小循环 是指发生于海洋与大气之间, 或陆地与大气之间的水分交换过程。小循环又称内部循环, 前者又可称为海洋小循环, 后者称陆地小循环。

海洋小循环主要包括海面的蒸发与降水两大环节, 所以比较简单。陆地小循环的情况则要复杂得多, 并且内部存在明显的差别。从水汽来源看, 有陆面自身蒸发的水汽, 也有自海洋输送来的水汽, 并在地区分布上很不均匀, 一般规律是距海愈远, 水汽含量愈少, 因而水循环强度具有自海洋向内陆深处逐步递减的趋势, 如果地区内部植被条件好, 贮水比较丰富, 那么自身蒸发的水汽量比较多, 有利于降水的形成, 因而可以促进地区小循环。

陆地小循环可进一步区分为大陆外流区小循环和内流区小循环。其中外流区小循环除自身垂向的水分交换外, 还有多余的水量, 以地表径流及地下径流的方式输向海洋, 高空中必然有等量的水分从海洋送至陆地, 所以还存在与海洋之间的横向水分交换。而陆地上的内流区, 其多年平均降水量等于蒸发量, 自成一个独立的水循环系统, 地面上并不直接和海洋相沟通, 水分交换以垂向为主, 仅借助于大气环流运动, 在高空与外界之间, 进行一定量的水汽输送与交换活动。

(二) 全球水循环系统的层次结构

如前所述, 全球水循环是由海洋的、陆地的以及海洋与陆地之间的各种不同尺度, 不同等级的水循环所组合而成的动态大系统。由于这些分子水循环系统既紧密联系, 相互影响, 又相对独立。所以对这个全球性的动态大系统, 可以根据海陆分布, 各分子系统的尺度、规模不同, 以及相互之间上下隶属关系, 建立如图 2 - 3 所示的水循环分子等级系统。

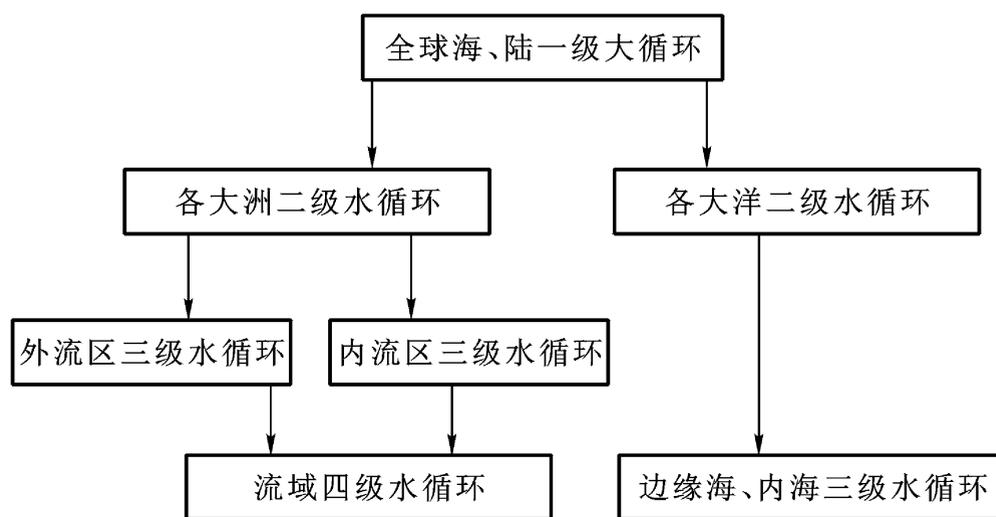


图 2 - 3 全球水循环分子等级系统示意图

陆地水循环系统结构比海洋水循环系统要复杂, 而且在四级以下还可进一步区分, 例如长江流域为四级水循环系统, 汉江作为长江的一级支流, 就属于五级水循环系统, 而丹江是汉江的支流, 是长江的二级支流, 因而属于六级水循环系统。

三、水体的更替周期

水体的更替周期, 是指水体在参与水循环过程中全部水量被交替更新一次所需的时间, 通

常可用下式作近似计算:

$$T = \frac{W}{W} \quad (2 - 1)$$

式中, T 为更替周期(年或日、时); W 为水体总贮水量(米³); W 为水体年平均参与水循环的活动量(米³/年)。

以世界大洋为例, 总储水量为 13.38×10^{17} 米³, 每年海水总蒸发量为 50.5×10^{13} 米³, 以此计算, 海水全部更新一次约需要 2650 年; 如果以入海径流量 4.7×10^{13} 米³ 为准, 则更新一次需要 28468 年。又如世界河流的河床中瞬时贮水量为 21.2×10^{11} 米³, 而其全年输送入海的水量为 4.7×10^{13} 米³, 因此一年内河床中水分可更替 22 次, 平均每 16 天就更新一次。大气水更替的速度还要快, 平均循环周期只有 8 天, 然而位于极地的冰川, 更替速度极为缓慢, 循环周期长达万年。

表 2 - 1 所列的更替周期, 是在有规律的逐步轮换这一假设条件下得出的平均所需时间。实际情况要复杂得多, 如深海盆的水需要依靠大洋深层环流才能缓慢地发生更替; 其周期要超过 2650 年, 而海洋表层的海水直接受到蒸发和降水的影响, 其更替周期显然无需 2000 多年。尤其是边缘海受入海径流影响, 周期更短。以我国渤海为例, 总贮水量约 19.0×10^{11} 米³, 而黄河、辽河、海河多年平均入海水量达 14.55×10^{10} 米³, 仅此一项就使渤海 13 年内就可更新一次。又如世界湖泊平均循环周期需要 17 年, 而我国长江中下游地区的湖泊, 出入水量大, 交换速度快, 一年中就可更换若干次。

表 2 - 1 各种水体更替周期

水 体	周 期	水 体	周 期
极地冰川	10000a	沼泽水	5a
永冻地带地下冰	9700a	土壤水	1a
世界大洋	2500a	河 水	16d
高山冰川	1600a	大气水	8d
深层地下水	1400a	生物水	12h
湖泊水	17a		

水体的更替周期是反映水循环强度的重要指标, 亦是反映水体水资源可利用率的基本参数。因为从水资源永续利用的角度来衡量, 水体的储水量并非全部都能利用, 只有其中积极参与水循环的那部分水量, 由于利用后能得到恢复, 才能算作可资利用的水资源量。而这部分水量的多少, 主要决定于水体的循环更新速度和周期的长短, 循环速度愈快, 周期愈短, 可开发利用的水量就愈大。以我国高山冰川来说, 其总贮水量约为 5×10^{13} 米³, 而实际参与循环的水量年平均为 5.46×10^{11} 米³, 仅为总贮水量的 1/100 左右, 如果我们想用人工融冰化雪的方法, 增加其开发利用量, 就会减少其贮水量, 影响到后续の利用。

四、水循环的作用与效应

水循环作为地球上最基本的物质大循环和最活跃的自然现象, 它深刻地影响到全球地理环

境,影响生态平衡,影响水资源的开发利用,对自然界的水文过程来说,水循环是千变万化的水文现象的根源。

(一) 水文循环与地球圈层构造

地球表层系由大气圈、岩石圈,生物圈以及水圈组合而成。在这一有序的庞大层次结构中。水圈居于主导地位,正是水圈中的水,通过周流不息的循环运动,积极参与了圈层之间界面活动,并且深入 4 大圈层内部,将它们耦合在一起。

水循环,它上达 15 公里的高空,成为大气圈的有机组成部分,担当了大气循环过程的主角;下深地表以下 1 ~3 公里深处,积极参与岩石圈中化学元素的迁移过程,成为地质大循环的主要动力因素;同时水作为生命活动的源泉,生物有机体的组成部分,它全面的参与了生物大循环,成为沟通无机界和有机界联系的纽带,并将 4 大圈层串联在一起,组合成相互影响、相互制约的统一整体。从这一意义上说,水循环深刻地影响了地球表层结构的形成以及今后的演变与发展。

(二) 水循环与全球气候

水循环一方面受到全球气候变化,尤其是大气环流活动的影响,另一方面它又深入大气系统内部,极其深刻地制约了全球气候。

首先,水循环是大气系统能量的主要传输、储存和转化者。因为虽然太阳辐射是地球表层的根本热源,但是大气得自太阳的直接辐射,仅占它吸收的总能量的 30%,而来自地面的长波辐射占 23%,地面与大气之间显热交换占 11%,来自蒸发潜热输送的能量要占到 36%,居第一位。对此,前苏联学者 . . . 布德科研究指出,大气循环的能量,主要是由水循环过程中汽化潜热的转化所提供的。他还通过计算表明,如果大气圈中的水汽含量比现在减少一半,地球表面的平均气温将降低 5 ,两极地区的冰盖将大大扩展,地球将进入冰期。

其次,水循环通过对地表太阳辐射能的重新再分配,使不同纬度热量收支不平衡矛盾得到缓解。图 2 - 4 是根据 1962—1967 年 5 年间卫星遥感观测资料所作出的不同纬度辐射收支分布图。它显示出在南北纬 35 °之间地区,吸收太阳辐射量大于地面辐射支出量;而在纬度高于 35 °的地带则支出大于收入。

据估算,如果没有热平流来调节高低纬度之间的这种热量分配的不均状态,那么赤道附近地区的温度要比现今增加 10 以上,两极地区则要降低 20 。此外,昼夜的温差亦要远远超过现今的状况。

再次,水循环的强弱及其路径,还会直接影响到各地的天气过程,甚至可以决定地区的气候基本特征。在这方面,海洋环流系统的气候效应表现得最为强烈。诸如墨西哥湾流与北大西洋西风漂流对整个西北欧地区的天气影响,使得 55 °~70 N 之间大洋东岸最冷月平均气温比之同纬度大洋西岸高出 16 ~20 ,并在北极圈内出现了不冻港。太平洋的黑潮海流对大陆东海岸的影响,以及著名的厄尔尼诺现象与秘鲁海流的关系等,就是这方面典型的例子。

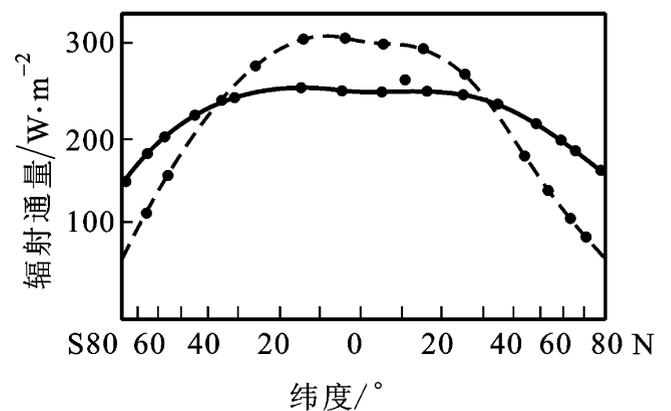


图 2 - 4 地球 - 大气系统的辐射收支随纬度的分布(据浅井富雄,1984)
实线为地球辐射的净支出,虚线为净收入的太阳辐射

此外,象雨、雪、霜、霰以及台风暴雨等天气现象,本身就是水循环的产物,没有水循环,亦就不存在这类天气现象。

(三) 水循环与地貌形态及地壳运动

地壳构造运动奠定了全球海陆分布,以及陆地表面上高山、深谷、盆地、平原等等地表形态的基本轮廓。水循环过程中的流水以其持续不断的冲刷、侵蚀作用、搬运与堆积作用,以及水的溶蚀作用,在地质构造的基底上重新塑造了全球的地貌形态,从两极与高山地区的冰川地貌、滨海地区的海岸地貌、到河流冲积、堆积地貌以及千姿百态的岩溶地貌,无不是水循环的杰作。

水循环不仅重新塑造了地表形态,而且还影响到地壳表层内应力的平衡,是触发地震,甚至引起地壳运动的重要原因。据统计,由于流水的冲刷、搬运作用,全世界河流每年携带入海离子径流总量为 2.74×10^9 吨,每年入海的固体物质多达 22.0×10^9 吨,折合 130×10^8 米³。按此速率,只需 2500 万年左右就可将大西洋填平,另据地质学家斯·马·格里戈也夫估算,按现今风吹、水蚀的速度,经 1.1 亿年,现在的陆地表面将被削成与世界大洋面齐平。这种日积月累的迁移、搬运与堆积作用,逐渐改变地壳表层的应力平衡,一旦超出其平衡点,就可能触发地震,甚至引起地壳运动,发生沧海桑田的剧变。像我国新丰江等大型水库在建成蓄水后,诱发产生六级地震,是这方面的具体例证。

(四) 水循环与生态平衡

水是生命之源,又是生物有机体的基本组成物质,无论是动物还是植物,细胞原生质中大部分是水,如人体组织中 70% 是水。据计算地球上所有生物体中含有的水分总量约有 11.2×10^{10} 吨,相当于世界河流瞬时贮水量的 1/2,它们积极的参与了水循环过程,其平均循环周期仅几小时,远远高于一般水体的循环速度。没有水循环,就不会有生命活动,亦就不存在生物圈。

同时,水循环的强度及其时空变化,还是制约一个地区生态环境平衡或失调的关键;是影响地区内生物有机体活动旺盛,繁茂,或凋萎、贫乏的主要因子。例如,同属于热带,水循环强盛的地区,可以成为生物繁茂的热带雨林,水循环弱的地区可能成为干旱草原,甚至热带沙漠。处于同一纬度带的大陆东西两岸,凡是受海洋影响大的海岸,水循环强盛,往往风调雨顺,生态环境比较适合生物生长;反之水循环弱的海岸,相对来说生态环境比较脆弱,自然灾害比较频繁。

此外,对于同一地区来说,水循环强度的时空变化,又是造成本区洪、涝、旱等自然灾害的主要原因,循环强度过大,可能引发洪水与涝渍灾害;循环过弱,可能产生水资源不足,形成旱灾。

我国华北、西北地区相对于东南沿海地区来说,生态环境显得比较严峻,主要原因一是本地区水循环强度总体上比较弱,二是时空变化比较大。

(五) 水循环与水资源开发利用

水是人类赖以生存、发展的宝贵资源,是廉价、清洁的能源,是农业的命脉、工业的血液和运输的大动脉,它与其它自然资源相比较主要不同点是水资源具有再生性和可以永继利用的特点。这一特点正是水循环所赋予的。

如果自然界不存在水循环现象,那么水资源亦就不能再生,无法永继利用。但必须指出的是水资源的再生性和可以永继利用不能简单的理解为“取之不尽,用之不竭”。因为水资源永

继利用是以水资源开发利用后能获得补充、更新为条件的。更新速度和补给量要受到水循环的强度、循环周期的长短的制约,一旦水资源开发强度超过地区水循环更新速度或者遭受严重的污染,那么就会面临水资源不足,甚至枯竭的严重局面。所以对于特定地区而言,可开发利用的水资源量是有限的。必须重视水资源的合理利用与保护。只有在开发利用强度不超过地区水循环更新速度以及控制水污染的前提下,水资源才能不断获得更新,才能永继利用。

(六) 水循环与水文现象以及水文学科的发展

水循环是地球上一切水文现象的根源,没有水循环,地球上也就不会发生蒸发、降水,径流;不存在江河、湖泊。所以研究地球上的水循环,是认识和掌握自然界错综复杂的水文现象的一把钥匙;是把握自然界各种水体的性质、运动变化及其相互关系的有效方法和手段。可以说水循环与水量平衡的研究引导了以往水文学科的发展,亦将指导水文学的未来,并正从宏观与微观双向尺度上,不断拓宽与加深水文学科。

从宏观上讲,着重全球水循环与全球生物圈、全球气候系统以及岩石圈之间界面过程的研究,借助卫星遥感手段,全球大气圈层和陆地表面的系统观测资料,用以确定全球尺度的水文循环与能量通量,以及它们对环境变迁,人类活动的影响等。

从微观方面来说,除了继续发展各类流域水文模型外,正深入到单元尺度的细微观测与计算模拟,开展不同自然地理区的水循环微观过程的实证,以及土壤水分动态平衡、蒸发、蒸腾水文模型等研究。

总之,宏观与微观水循环的研究相结合,将进一步推动今后水文学向纵深方向发展。

第二节 水量平衡

一、水量平衡概述

(一) 水量平衡概念

所谓水量平衡,是指任意选择的区域(或水体),在任意时段内,其收入的水量与支出的水量之间差额必等于该时段区域(或水体)内蓄水的变化量,即水在循环过程中,从总体上说收支平衡。

水量平衡概念是建立在现今的宇宙背景下。地球上的总水量接近于一个常数,自然界的水循环持续不断,并具有相对稳定性这一客观的现实基础之上的。

从本质上说,水量平衡是质量守恒原理在水循环过程中的具体体现,也是地球上水循环能够持续不断进行下去的基本前提。一旦水量平衡失控,水循环中某一环节就要发生断裂,整个水循环亦将不复存在。反之,如果自然界根本不存在水循环现象,亦就无所谓平衡了。因而,两者密切不可分。水循环是地球上客观存在的自然现象,水量平衡是水循环内在的规律。水量平衡方程式则是水循环的数学表达式,而且可以根据不同水循环类型,建立不同水量平衡方程。诸如通用水量平衡方程、全球水量平衡方程、海洋水量平衡方程、陆地水量平衡方程、流域水量平衡方程、水体水量平衡方程等。

(二) 研究意义

水量平衡研究是水文、水资源学科的重大基础研究课题,同时又是研究和解决一系列实际问题的手段和方法。因而具有十分重要的理论意义和实际应用价值。

首先,通过水量平衡的研究,可以定量地揭示水循环过程与全球地理环境、自然生态系统之间的相互联系、相互制约的关系;揭示水循环过程对人类社会的深刻影响,以及人类活动对水循环过程的消极影响和积极控制的效果。

其次,水量平衡又是研究水循环系统内在结构和运行机制,分析系统内蒸发,降水及径流等各个环节相互之间的内在联系,揭示自然界水文过程基本规律的主要方法;是人们认识和掌握河流、湖泊、海洋、地下水等各种水体的基本特征、空间分布、时间变化,以及今后发展趋势的重要手段。通过水量平衡分析,还能对水文测验站网的布局,观测资料的代表性、精度及其系统误差等作出判断,并加以改进。

第三,水量平衡分析又是水资源现状评价与供需预测研究工作的核心。从降水、蒸发、径流等基本资料的代表性分析开始,到进行径流还原计算,到研究大气降水、地表水、土壤水、地下水等四水转换的关系,以及区域水资源总量评价,基本上都是根据水量平衡原理进行的。

水资源开发利用现状以及未来供需平衡计算,更是围绕用水,需水与供水之间能否平衡的研究展开的,所以水量平衡分析是水资源研究的基础。

第四,在流域规划,水资源工程系统规划与设计工作中,同样离不开水量平衡工作,它不仅为工程规划提供基本设计参数,而且可以用来评价工程建成以后可能产生的实际效益。

此外,在水资源工程正式投入运行后,水量平衡方法又往往是合理处理各部门不同用水需要,进行合理调度,科学管理,充分发挥工程效益的重要手段。

二、通用水量平衡方程

基于上述水量平衡基本原理,可列出如下水量平衡方程式的通式:

$$I - Q = \frac{ds}{dt}$$

写成差分形式为: $I \cdot t - Q \cdot t = \Delta s$ (2-2)

式中, I 为水量收入项; Q 为水量支出项; s 为研究时段内区域(或水体)内蓄水变化量; $I \cdot t$ 、 $Q \cdot t$ 、 Δs 分别为计算时段 t 内的水量收入、支出及蓄水变化量。

上式为水量平衡的基本表达式。式中收入项 I 和支出项 Q , 还可视具体情况进一步细分。现以陆地上任一地区为研究对象,设想沿该地区边界作一垂直柱体,以地表作为柱体的上界,以地面下某深度处的平面为下界(以界面上不发生水分交换的深度为准),则可在上述水量平衡基本表达式的基础上,列出如下方程式:

$$P + E_1 + R_{\text{表}} + R_{\text{地下}} + S_1 = E_2 + R_{\text{表}} + R_{\text{地下}} + q + S_2 \quad (2-3)$$

式中, P 为时段内降水量; E_1 、 E_2 分别为时段内水汽凝结量和蒸发量; $R_{\text{表}}$ 和 $R_{\text{表}}$ 分别为时段内地表流入与流出的水量; $R_{\text{地下}}$ 、 $R_{\text{地下}}$ 分别为时段内从地下流入与流出的水量; q 为时段内工农业及生活净用水量; S_1 、 S_2 分别为时段始末蓄水量。

由于式中 E_1 为负蒸发量,令 $E = E_2 - E_1$ 为时段内净蒸发量; $s = S_2 - S_1$ 为时段内蓄水变量,则上式可改写为

$$(P + R_{\text{表}} + R_{\text{地下}}) - (E + R_{\text{表}} + R_{\text{地下}} + q) = s \quad (2-4)$$

此式即为通用水量平衡方程式。其简繁程度与所研究的对象以及时段长短有关。例如,对于多年平均来说, $s = 0$, 可忽略不计;但对于短时段水量平衡方程式而言,蓄水变化量 s 非但

不可忽略,而且必须细分为地表水体蓄水变量、土壤蓄水变量、地下水蓄水变量等。所以,水量平衡方程式具有较繁的形式。而且由于各项 s 测量与计算比较困难,因此短时段的水量平衡方程式往往不闭合。

此外,在水量平衡计算中,各平衡要素不可避免的存在测定误差与计算误差,以及方程中未能周详考虑到的其它要素,所以水量平衡计算中,存在闭合误差, s 值可作为水量平衡方程式的余项而求得。

三、全球水量平衡方程

全球水量平衡系由海洋和陆地水量平衡联合组成,分别阐释如下:

(一) 海洋水量平衡方程式

如以全球海洋为研究对象,则任意时段内的水量平衡方程为: $P_{海} + R - E_{海} = s_{海}$ (2-5)

多年平均状态下 $s_{海} = 0$,所以上式改写为: $P_{海} + R - E_{海} = 0$ (2-6)

式中, $P_{海}$, $E_{海}$, R 分别为海洋上任意时段降水量、蒸发量及入海径流量, $P_{海}$, $E_{海}$, R 分别为海洋上多年平均降水量、蒸发量与入海径流量; $s_{海}$ 为海洋蓄水变化量。

由(2-6)式可知,在多年平均状态下,整个海洋的降水量加上入海径流量与海面水蒸发量处于动态平衡状态。

但对各大洋来说,降水量与入海径流量之和并非等于蒸发量,例如,北冰洋区由于气候寒冷,蒸发量小,全年汇入北冰洋的径流量是蒸发量的1.6倍多,再加上洋面降水,北冰洋每年剩余 0.73×10^{13} 米³ 水量。据统计太平洋每年剩余 0.53×10^{13} 米³ 的水量;而印度洋和大西洋则分别亏损 0.15×10^{13} 米³ 和 1.1×10^{13} 米³ 的水量。这说明各大洋之间存在着水量交换。

表 2-2 世界各大洋水量收支

海洋	面积 (km ²)	降水量		蒸发量		径流量		平衡余缺	
		(mm)	($\times 10^{13}$ m ³)	(mm)	($\times 10^{13}$ m ³)	(mm)	($\times 10^9$ m ³)	(mm)	($\times 10^9$ m ³)
太平洋	17870	1460	26.00	1510	26.97	83	14800	30	5100
大西洋	9170	1010	9.27	1360	12.44	226	20800	-120	-10900
印度洋	7620	1320	10.04	1420	10.80	81	6100	-20	-1500
北冰洋	1470	361	0.53	220	0.32	355	5200	500	1300
世界大洋	36130	1270	45.80	1400	50.50	130	47000	0	0

(二) 陆地水量平衡方程式

由于陆地上水循环可区分为外流区水循环系统及内流区水循环系统,所以其水量平衡方程存在两种形式:

1. 外流区水量平衡方程 对于外流区来说,任意时段的水量平衡方程为:

$$P_{外} - E_{外} - R_{地表} - R_{地下} = s_{外} \quad (2-7)$$

对于多年平均而言 $s_{外} = 0$,并以 $R = R_{地表} + R_{地下}$,则有

$$P_{外} - E_{外} - R = 0 \quad (2-8)$$

式中, $P_{外}$, $E_{外}$, $R_{地表}$, $R_{地下}$, $s_{外}$ 分别为外流区任意时段内降水量、蒸发量、入海的地表径流量及蓄

水变量; $P_{外}$ 、 $E_{外}$ 、 $R_{外}$ 则分别为外流区多年平均降水量, 蒸发量及径流量。

2. 内流区水平衡方程 内流区水循环系统基本上呈闭合状态, 除上空存在与外界水汽发生交换外, 内流区的降水最终全部转化为蒸发, 没有水量入海。因此在多年平均情况下的水量平衡方程, 具有最简洁的形式:

$$P_{内} = E_{内} \quad (2-9)$$

式中, $P_{内}$ 、 $E_{内}$ 分别为内流区多年平均降水量与蒸发量。

全球内流区总面积约为 3000×10^4 平方公里, 基本上均是降水不足、蒸发能力旺盛的荒漠、半荒漠和干旱地区, 年总降水量为 9000×10^9 米³, 仅为陆地总降水量的 7% 左右。

3. 陆地水量平衡方程 将上述外流区和内流区水量平衡方程组合起来, 就构成整个陆地系统的水量平衡方程。

$$(P_{外} + P_{内}) - (E_{外} + E_{内}) = R_{外} \quad (2-10)$$

如以 $P_{陆} = P_{外} + P_{内}$; $E_{陆} = E_{外} + E_{内}$ 代入上式, 则有

$$P_{陆} - E_{陆} = R_{外} \quad (2-11)$$

据测定, 全球陆地平均降水量 $P_{陆}$ 为 800 毫米, 而平均蒸发量 $E_{陆}$ 为 485 毫米, 两者之差即为陆地上剩余的水量为 315 毫米, 它就是河流入海径流量 $R_{外}$

表 2-3 各大洲水量收支

大洲	面积 ($\times 10^4 \text{ km}^2$)	降水量		蒸发量		径流量	
		(mm)	($\times 10^9 \text{ m}^3$)	(mm)	($\times 10^9 \text{ m}^3$)	(mm)	($\times 10^9 \text{ m}^3$)
欧洲	1 050	790	8 290	507	5 320	283	2 970
亚洲	43 475	740	32 200	416	18 100	324	14 100
非洲	3 012	740	22 300	587	17 700	153	4 600
北美洲	2 420	756	18 300	418	10 100	339	8 180
南美洲	1 780	1 600	28 400	910	16 200	685	12 200
大洋洲	895	791	7 080	511	4 570	280	2 510
南极洲	1 398	165	2 310	0	0	165	2 310
全球陆地	14 900	800	119 000	485	72 000	315	47 000
外流区	11 900	924	110 000	529	63 000	395*	47 000*
内流区	3 000	300	9 000	300	9 000	34	1 000

注: * 包括没有入河流而直接入海的地下水。

(三) 全球水量平衡方程式

将上述海洋水量平衡方程式与陆地水量平衡方程式组合一起, 就构成全球水量平衡方程式:

$$\text{海洋水量平衡方程式: } P_{海} + R_{海} = E_{海}$$

$$\text{陆地水量平衡方程式: } P_{陆} - E_{陆} = R_{外}$$

两者相加得:

$$P_{海} + P_{陆} = E_{海} + E_{陆} \quad (2-12)$$

(2-12) 式说明海洋和陆地的多年平均降水量等于海洋和陆上多年平均蒸发量, 即

$$P_{全球} = E_{全球} \quad (2-13)$$

必须指出,在水循环过程中,全球总水量不变,不等于各种水体之间相对数量亦恒定不变。据分析,自本世纪初至 60 年代期间,全球气温平均上升了 1.2℃,由此引起冰川消融,全球冰川体积每年大约减少 250×10^9 米³;这些消融的水入海后,使海平面上升了 0.7 毫米。与此同时,陆地上许多内陆湖泊,亦受蒸发旺盛等影响,水位下降,湖泊蓄水量平均每年减少 80×10^9 米³,所减少的水量,最后以降水或径流的形式汇入海洋,相应地促使海平面上升约 0.2 毫米/年。此外地下水亦因蒸发和开采,每年减少蓄量 300×10^9 米³,最后亦汇入海洋,促使海平面相应上升 0.8 毫米/年。以上三方面加在一起,促使海平面上升 1.7 毫米/年。在此期间,世界各地修建了一大批水库,总蓄水量超过 3000×10^9 米³,引起每年入海径流量减少 50×10^9 米³,海平面相应下降 0.1 毫米/年。这样,在这一时期里世界海平面实际上升率为 1.6 毫米/年。如表 2 - 4 所示。

表 2 - 4 世界各种水体动态变化

水 体	蓄水量变化 ($\times 10^9$ m ³ / a)	海平面变化值 (mm/a)
冰 川	- 250	0.7
湖 泊	- 80	0.2
地下水	- 300	0.8
水 库	50	- 0.1
海 洋	580	1.6

第三节 蒸 发

蒸发是水由液体状态转变为气体状态的过程,亦是海洋与陆地上的水返回大气的唯一途径。由于蒸发需要一定的热量,因而蒸发不仅是水的交换过程,亦是热量的交换过程,是水和热量的综合反映。

一、蒸发的物理机制

蒸发因蒸发面的不同,可分为水面蒸发,土壤蒸发和植物散发等。其中土壤蒸发和植物散发合称为陆面蒸发,流域(区域)上各部分蒸发和散发的总和,称为流域(区域)总蒸发。不同类型的蒸发,其蒸发机制存在一定的差异,现分述如下:

(一) 水面蒸发

水面蒸发是在充分供水条件下的蒸发。从分子运动论的观点来看,水面蒸发是发生在水体与大气之间界面上的分子交换现象。包括水分子自水面逸出,由液态变为气态;以及水面上的水汽分子返回液面,由气态变为液态。通常所指的蒸发量 E ,即是从蒸发面跃出的水量和返回蒸发面的水量之差值,称为有效蒸发量。

从能态理论观点来看,在液态水和水汽两相共存的系统中,每个水分子都具有一定的动能,能逸出水面的首先是动能大的分子,而温度是物质分子运动平均动能的反映,所以温度愈高,自水面逸出的水分子愈多。由于跃入空气中的分子能量大,蒸发面上水分子的平均动能变小,水体温度因而降低。单位质量的水,从液态变为气态时所吸收的热量,称为蒸发潜热,以 L 表示,

其值与蒸发面温度 T 有以下关系:

$$L = 2491 - 2.177 T \text{ (J/g)} \quad (2 - 14)$$

反之,水汽分子因本身受冷或受到水面分子的吸引作用而重回水面,发生凝结。在凝结时水分子要释放热量,在相同温度下,凝结潜热与蒸发潜热相等。所以说蒸发过程既是水分子交换过程,亦是能量的交换过程。

(二) 土壤蒸发

土壤蒸发是发生在土壤孔隙中的水的蒸发现象,它与水面蒸发相比较,不仅蒸发面的性质不同,更重要的是供水条件的差异。土壤水在汽化过程中,除了要克服水分子之间的内聚力外,还要克服土壤颗粒对水分子的吸附力。从本质上说,土壤蒸发是土壤失去水分的干化过程,随着蒸发过程的持续进行,土壤中的含水量会逐渐减少,因而其供水条件越来越差。土壤的实际蒸发量亦随之降低。根据土壤供水条件的差别以及蒸发率的变化,可将土壤的干化过程划分为如下三个阶段:

1. 定常蒸发率阶段 在充分供水条件下,水通过毛管作用,源源不断地输送到土壤表层供蒸发之用,蒸发快速进行,蒸发率相对稳定,其蒸发量等于或近似于相同气象条件下的水面蒸发,在此阶段,土壤蒸发主要受气象条件的影响。

2. 蒸发率下降阶段 由于蒸发不断耗水,土壤中的水逐渐减少,当降到某一临界值 $W_{田}$ 以后(其值相当于土壤田间持水量),土壤的供水能力,不能满足蒸发需要,蒸发率将随着土壤含水量的减少而减小,于是土壤蒸发进入蒸发率明显下降阶段。在此阶段,由于供水不足,毛管水上升能力达不到表土。土壤水主要以薄膜水的形式,由水膜厚的地方向水膜薄的地方运动,所以蒸发速度明显低于第一阶段。其蒸发量的大小主要决定于土壤含水量,气象因素则退居次要地位。

3. 蒸发率微弱阶段 当土壤含水量逐步降低到第二个临界点 $W_{凋}$ (其值相当于植物无法从土壤中吸收水而开始凋萎枯死时的土壤含水量,称凋萎系数),土壤蒸发便进入蒸发率微弱阶段。在此阶段内土壤水由底层向土面的薄膜运动亦基本停止,土壤液体水供应中断,只能依靠下层水汽化向外扩散,此时土壤蒸发在较深的土层中进行,其汽化扩散的速度主要与上下层水汽压梯度及水汽所通过的路径长短和弯曲程度有关,并随汽化层的不断向下延伸,蒸发愈来愈弱。

(三) 植物散发

植物散发又称植物蒸腾,其过程大致是:植物的根系从土壤中吸收水后,经由根、茎、叶、柄和叶脉输送到叶面,并为叶肉细胞所吸收,其中除一小部分留在植物体内外,90% 以上的水分在叶片的气腔中汽化而向大气散逸。所以植物蒸发不仅是物理过程,也是植物的一种生理过程,比起水面蒸发和土壤蒸发都要来得复杂。

植物对水的吸收与输送功能是在根土渗透势和散发拉力的共同作用下形成的。其中根土渗透势的存在是植物本身所具备的一种功能。它是在根和土共存的系统中,由于根系中溶液浓

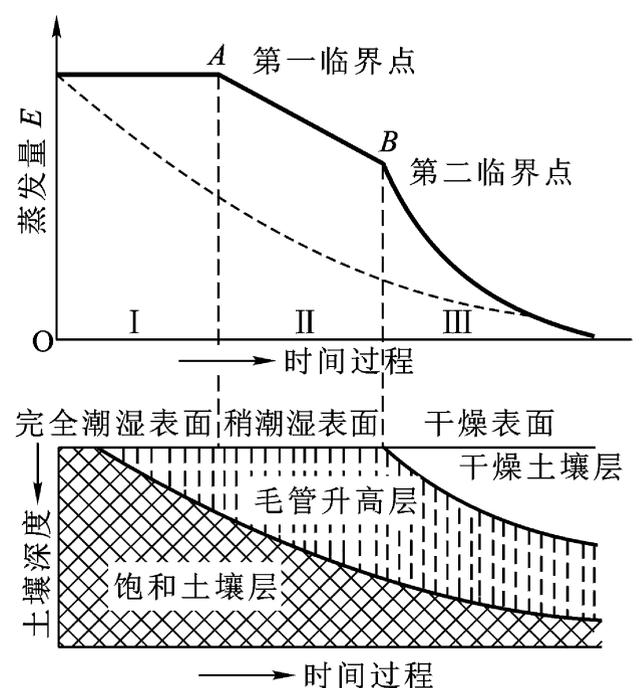


图 2 - 5 裸露土壤蒸发过程示意图

度和四周土壤中水的浓度存在梯度差而产生的。这种渗透压差可高达十余个大气压,使得根系象水泵一样,不断地吸取土壤中的水。

散发拉力的形成则主要与气象因素的影响有关。当植物叶面散发水汽后,叶肉细胞缺水,细胞的溶液浓度增大,增强了叶面吸力,叶面的吸力又通过植物内部的水力传导系统(即叶脉、茎、根系中的导管系统)而传导到根系表面,使得根的水势降低,与周围的土壤溶液之间的水势差扩大,进而影响根系的吸力。这种由于植物散发作用而拉引根部水向上传导的吸力,称为散发拉力,散发拉力吸收的水量可达植物总需水量的90%以上。

由于植物的散发主要是通过叶片上的气孔进行的,所以叶片的气孔是植物体和外界环境之间进行水汽交换的门户。而气孔则有随着外界条件变化而收缩的性能,从而控制植物散发的强弱。一般来说,在白天,气孔开启度大,水散发强,植物的散发拉力也大;夜晚气孔关闭,水散发弱,散发拉力亦相应的降低。

二、影响蒸发的因素

影响蒸发的因素复杂多样,其中主要有以下三方面:

(一) 供水条件

蒸发现象的先决条件是蒸发面存在水,通常将蒸发面的供水条件区分为充分供水和不充分供水两种。

一般将水面蒸发及含水量达到田间持水量以上的土壤蒸发,均视为充分供水条件下的蒸发;而将土壤含水量小于田间持水量情况下的蒸发,称为不充分供水条件下的蒸发。

通常,将处在特定的气象环境中,具有充分供水条件的可能达到的最大蒸发量,称为蒸发能力,又称潜在蒸发量或最大可能蒸发量。对于水面蒸发而言,自始至终处于充分供水条件下,因此可以将相同气象条件下的自由水面蒸发,视为区域(或流域)的蒸发能力。

由于在充分供水条件下,蒸发面与大气之间的显热交换与内部的热交换都很小,可以忽略不计,因而辐射平衡的净收入完全消耗于蒸发,则蒸发能力可按下式确定:

$$E_p = \frac{R \cdot t}{L} \quad (2-15)$$

式中, E_p 为蒸发能力; R 为辐射平衡值; t 为时段长; L 为蒸发潜热。

但必须指出,实际情况下的蒸发可能等于蒸发能力,亦可能小于蒸发能力。此外,对于某个特定的蒸发面而言,其蒸发能力并不是常数,而要随着太阳辐射、温度、水汽压差以及风速等条件的变化而不同。

(二) 影响蒸发的动力学与热力学因素

1. 动力学因素 影响蒸发的动力学因素主要有如下三方面。

(1) 水汽分子的垂向扩散 通常,蒸发面上空的水汽分子,在垂向分布上极不均匀。愈近水面层,水汽含量就愈大,因而存在着水汽含量垂向梯度和水汽压梯度。于是水汽分子有沿着梯度方向运行扩散的趋势。垂向梯度愈显著,蒸发面上水汽的扩散作用亦愈强烈。

(2) 大气垂向对流运动 垂向对流是指由蒸发面和空中的温差所引起,运动的结果是把近蒸发面的水汽不断地送入空中,使近蒸发面的水汽含量变小,饱和差扩大,从而加速了蒸发面的蒸发。

(3) 大气中的水平运动和湍流扩散 在近地层中的气流,既有规则的水平运动,亦有不规则的湍流运动(涡流)。运动的结果,不仅影响水汽的水平 and 垂向交换过程,影响蒸发面上的水汽分布,而且也影响温度和饱和差,进而影响蒸发面的蒸发速度。

2. 热力学因素 从热力学观点看,蒸发是蒸发面与大气之间发生的热量交换过程。蒸发过程中如果没有热量供给,蒸发面的温度以及饱和水汽压就要逐步降低,蒸发亦随之减缓甚至停止。由此可知,蒸发速度在很大程度上取决于蒸发面的热量变化。影响蒸发面热量变化的主要因素如下:

(1) 太阳辐射 太阳辐射是水面、土壤、植物体热量的主要来源。太阳辐射强烈,蒸发面的温度就升高,饱和水汽压增大,饱和差也扩大,蒸发速度就大。反之,蒸发速度就降低。由于太阳辐射随纬度而变,并有强烈的季节变化和昼夜变化,因而各种蒸发面的蒸发,亦呈现强烈的时空变化特性。

对于植物散发来说,太阳辐射和温度的高低,还可通过影响植物体的生理过程而间接影响其散发。当温度低于 1.5℃,植物几乎停止生长,散发量极少。在 1.5℃ 以上,散发随温度升高而递增。但当温度 >40℃ 时,叶面的气孔失去调节能力,气孔全部敞开,散发量大增,一旦耗水量过多,植物将枯萎。

(2) 平流时的热量交换 主要指大气中冷暖气团运行过程中发生的与下垫面之间的热量交换。这种交换过程具有强度大,持续时间较短,对蒸发的影响亦比较大的特点。

此外,热力学因素的影响,往往还和蒸发体自身的特性有关。以水体为例,水体的含盐度、浑浊度以及水深的不同,就会导致水体的比热、热容量的差异,因而在同样的太阳辐射强度下,其热量变化和蒸发速度也不同。如矿化度大于 10 克/升,透明度小于 1 米,浓度为 1.1—1.12 克/厘米³ 的污水,其蒸发量仅为淡水蒸发量的 75%。

(三) 土壤特性和土壤含水量的影响

土壤特性和土壤含水量主要影响土壤蒸发与植物散发。

1. 对土壤蒸发的影响 图 2-6 为不同质地的土壤含水量与土壤蒸发比 $\frac{E}{E_M}$ 之间的关系,显示出每种土壤的关系线都存在一个转折点。与此转折点相应的土壤含水量,称为临界含水量。当实际的土壤含水量大于此临界值时,则蒸发量与蒸发能力之比值接近于 1,即土壤蒸发接近于蒸发能力,并与土壤含水量无关;当土壤含水量小于临界值,则蒸发比与含水量呈直线关系。在这种情况下,土壤蒸发不仅与含水量成正比,而且还与土壤的质地有关。因为土壤的质地不同,土壤的孔隙率及连通性也就不同,进而影响土壤中水的运动特性,影响土壤水的蒸发。

2. 对植物散发的影响 植物散发的水来自根系吸收土壤中的水,所以土壤的特性和土壤含水量自然会影响植物散发,不过对影响的程度还有不同的认识。有的学者认为,植物的

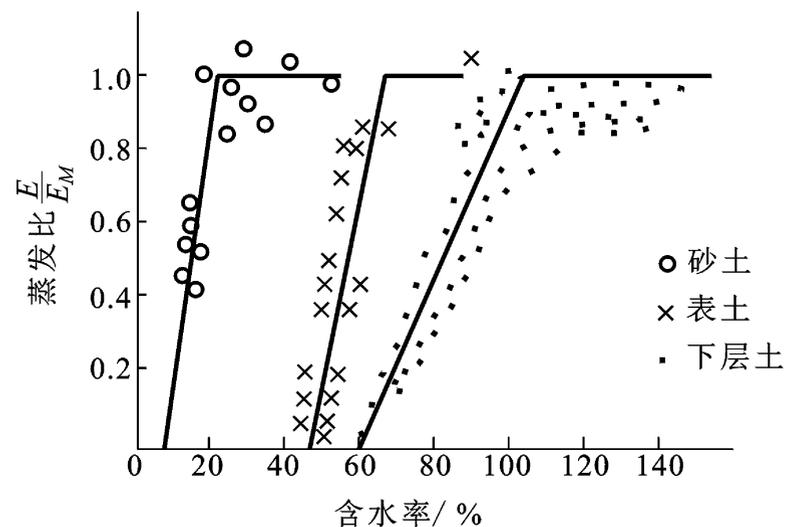


图 2-6 各种土壤的含水率与蒸发比

散发量与留存在土壤内可供植物使用的水大致成正比;另一些人则认为,土壤中有效水在减少到植物凋萎含水量以前,散发与有效水无关。所谓有效水是指土壤的田间持水量与凋萎含水量之间的差量。

三、蒸发量的计算

蒸发量的计算包括水面蒸发、土壤蒸发、植物散发以及流域总蒸发量的计算,涉及面比较宽,方法亦多种多样。但归纳起来不外乎三种途径:一是采用一定的仪器和某种手段进行直接测定;二是根据典型资料建立地区经验公式,以进行估算;三是通过成因分析建立理论公式,进行计算。这三条途径各有其长处,亦都有局限性,现分述如下:

(一) 水面蒸发量的确定

1. 器测法 器测法是直接运用陆地蒸发器、蒸发池及水面漂浮蒸发器,测定水面蒸发量的方法。方法简便实用,历史悠久。各地实测资料也较充足,但由于蒸发器的水热条件和天然水面不同,所以测出的蒸发量需要通过折算,才能转化为天然水面蒸发量。其折算关系为:

$$E = E \quad (2-16)$$

式中, E 为水面实际蒸发量; E 为蒸发器测定值; 为折算系数。

根据试验,折算系数 值因蒸发器的结构、口径大小以及季节、气候等条件的不同而有差别。为统一起见,世界气象组织的站网指南中规定:以前苏联埋设在地下的 3000 厘米² 型蒸发器、美国埋设在地下的 A 级蒸发器(120×25 厘米)作为国际上一般测站观测水面蒸发的标准仪器。我国亦由以前的 -80 和 -20 型蒸发器统一为 E - 601 型蒸发器。各地经对比试验,总结出不同类型蒸发器的 值如表 2 - 5。

表 2 - 5 我国部分地区不同类型蒸发器 值表

地区	型式	月 份												年
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
北京 (官厅)	E - 601				0.92	0.81	0.83	0.96	1.06	1.02	0.93			
	- 80				0.69	0.71	0.74	0.82	0.85	0.93	0.92			
	- 20				0.44	0.45	0.50	0.53	0.62	0.63	0.54			
重庆	E - 601	0.77	0.71	0.73	0.76	0.89	0.90	0.87	0.91	0.94	0.94	0.90	0.85	0.85
	- 80	0.70	0.62	0.53	0.53	0.62	0.60	0.58	0.66	0.73	0.83	0.89	0.83	0.68
	- 20	0.55	0.50	0.46	0.48	0.56	0.56	0.56	0.63	0.68	0.74	0.73	0.72	0.60
武汉 (东湖)	E - 601	0.96	0.96	0.89	0.88	0.89	0.93	0.95	0.97	1.03	1.03	1.06	1.02	0.97
	- 80	0.92	0.78	0.66	0.62	0.65	0.67	0.67	0.73	0.88	0.87	1.01	1.04	0.79
	- 20	0.64	0.57	0.57	0.46	0.53	0.59	0.59	0.66	0.75	0.74	0.89	0.8	0.65
江苏 (太湖)	E - 601	1.02	0.94	0.90	0.86	0.88	0.92	0.95	0.97	1.01	1.08	1.06	1.09	0.97
	- 80	0.93	0.75	0.71	0.66	0.66	0.70	0.73	0.77	0.88	0.81	1.06	1.08	0.82
	- 20	0.81	0.68	0.63	0.86	0.66	0.60	0.63	0.69	0.79	0.79	0.82	0.72	0.69
广州	E - 601	0.89	0.90	0.82	0.91	0.97	0.99	1.03	1.03	1.06	1.06	1.02	0.96	0.97
	- 80	0.72	0.70	0.60	0.61	0.62	0.68	0.68	0.72	0.76	0.81	0.81	0.78	0.71
	- 20	0.66	0.65	0.58	0.58	0.62	0.68	0.69	0.72	0.76	0.79	0.80	0.73	0.69

注: (1) E - 601 为面积 3000 厘米² 有水圈的水面蒸发器; -80 为 80 厘米套盆式蒸发器; -20 为 20 厘米小型蒸发器

2. 经验公式法 在缺乏实测资料情况下,可采用经验公式估算水面蒸发。此类公式国内外很多,基本特征是选择有实测资料的饱和水汽压、风速等作为主要参数,其他因素统一作为有关系数来考虑。其一般形式为:

$$E = kf(u)(e_0 - e_z) \quad (2-17)$$

式中, $f(u)$ 为风速函数; e_0 为饱和水汽压; e_z 为水面上 z 高度的实际水汽压; k 为系数。

此类公式国外的如:

$$1) \text{ Penman 公式} \quad E = 0.35(1 + 0.2u_2)(e_0 - e_2) \quad (2-18)$$

$$2) \text{ Kuzmin 公式} \quad E = 6.0(1 + 0.21u_8)(e_0 - e_8) \quad (2-19)$$

式中, e_2 、 e_8 分别为水面上 2 米、8 米处的水汽压; u_8 为水面上 8 米高处的风速。

国内的有:

1) 原华东水利学院于 1966 年综合国内 12 个蒸发站资料得出的公式:

$$E = 0.22(e_0 - e_{200}) \left(1 + 0.31u_{200}^2 \right) \quad (2-20)$$

式中, e_{200} 、 u_{200} 分别为水面上 200 厘米高处水汽压与风速。

2) 重庆蒸发站得出的公式:

$$E = 0.14n(e_0 - e_{200})(1 + 0.64u_{200}) \quad (2-21)$$

式中, E 为月蒸发量; n 为某月日数; 其它符号同前。

3. 热量平衡法 热量平衡法是建立在水面蒸发不仅是水交换过程、亦是热量交换过程,并遵循能量守恒原理这一基础之上的。

例如,假设有一水柱体,底部无垂直热交换,则根据热量平衡原理建立如下平衡方程式:

$$R_n - H - H_e + H_a = H_s \text{ (J/min)} \quad (2-22)$$

式中, R_n 为太阳净辐射(为太阳辐射、反射辐射、水体长波辐射三者之间的平衡值); H 为传导感热损失; H_e 为蒸发耗热量; H_a 为出入水流带进带出的热量平衡值; H_s 为水体储热变量。

由于 $H_e = LE$, L 是蒸发潜热; 并令 $H = H_e$ 代入式(2-22)得:

$$E = \frac{R_n + H_a - H_s}{L(1 +)} \quad (2-23)$$

这就是应用热量平衡原理建立的计算蒸发量的基本公式。

式中 称波温比(感热损失量与蒸发耗热量之比)

$$= \frac{H}{H_e} = C_B P \frac{T_0 - T}{e_0 - e} \quad (2-24)$$

式中, C_B 为波温常数 $= 6.1 \times 10^{-4} /$; P 为大气压强; T_0 为水面温度(); T 为近表面气温(); e_0 为水面温度 T_0 的饱和水汽压; e 为 T 温下的空气水汽压。

于是式(2-23)可改写为:

$$E = \frac{R_n + H_a - H_s}{L \left(1 + 0.61 \frac{P}{1000} \frac{T_0 - T}{e_0 - e} \right)} \quad (2-25)$$

由于式中各项热量收支及有关项均需进行观测或计算,难度比较大,所以限制了本法的实

际应用。

彭曼(H. L. Penman)在热量平衡基础上又考虑了水汽的输送,于1948年提出了综合法。以后又经修正成为既有一定理论基础又较实用的计算蒸发量的方法。公式如下:

$$LE = \frac{-(R_n + H_a + H_s) + LB(e_{2s} - e_2)}{1 + \quad /} \quad (2-26)$$

式中, R_n 、 H_a 、 H_s 、 L 、 E 符号同前; $B = C_B \cdot P$ (即波温常数与表面大气压强之乘积); e_{2s} 、 e_2 分别为2米高处饱和水汽压和实际水汽压;

$$= \frac{e_{0s} - e_{2s}}{T_s - T_2} \quad (2-27)$$

$$B = 0.662 \frac{k_w}{k_m C_1} \frac{\bar{u}}{[\ln(Z_2/Z_1)]^2} \quad (2-28)$$

在上二式中, T_s 、 T_2 分别为水面和高度2米处的温度; e_{0s} 、 e_{2s} 分别为与 T_s 、 T_2 相应的饱和水汽压; k_w 为水汽紊动扩散系数; k_m 为紊动粘滞系数; ρ 为湿空气密度; C_1 为常数; Z_1 、 Z_2 为计算时分别取用的两个高程; \bar{u} 为水面上 Z_2 处的平均风速。

由上述修正后的彭曼公式可知,计算时除了需要热量项的资料外,再就是某一高度(通常定为2米)风速、气温和水汽压资料。如果热量收支情况较简单, H_a 、 H_s 均可忽略不计,则彭曼公式使用起来相当简便。在实际工作中,为了计算方便,常将有关参数值制成诺模图供查算。

(二) 土壤蒸发量的确定

确定土壤蒸发量的方法也有器测法、经验公式法、水量平衡法、热量平衡法等。现就前两种方法简要介绍如下。

1. 器测法 用以测定土壤蒸发量的仪器很多。常用的有苏联 500 型土壤蒸发器以及大型蒸渗仪。测定的基本原理是,通过直接称重或静水浮力称重的方法测出土体重量的变化,据此计算出土壤蒸发量的变化。其中蒸渗仪还有非称重的。另有一种负压计,又称张力计,是利用土壤含水量与土壤水吸力的关系来测定土壤的含水量变化,从而确定土壤的蒸发量。此外,还有应用 γ 射线和中子等核物理手段,测定土壤含水量的变化。我国安徽省滁州径流实验站在应用 γ 射线和中子法测定土壤含水量方面取得了一定经验。

迄今,器测法主要适用于单点土壤蒸发量的测定,对于大面积范围内的土壤蒸发量的测定,由于受到复杂的下垫面条件(包括植被、土壤自身条件)的影响,其方法受到极大的限制。

2. 经验公式法 土壤蒸发经验公式的建立原理与水面蒸发相同,所以其公式的结构亦相似。

$$E_{\pm} = A_s (e_0 - e_a) \quad (2-29)$$

式中, E_{\pm} 为土壤蒸发量; A_s 为反映气温、湿度、风等外界条件的质量交换系数; e_0 为土壤表面水汽压,当表土饱和时 e_0 等于饱和水汽压; e_a 为大气水汽压。

(三) 植物散发量的确定

植物散发量的确定亦比较复杂,一般可归纳为直接测定和分析估算两种方法。

直接测定法有器测法、坑测法及裸枝称重法等。器测法是将植物栽种在不漏水的圆筒内,视植物生长需要随时浇水,最后求出实验时段始末重量差以及总浇水量,就可计算出散发量。坑测法是通过两个试坑的对比观测,其中一个栽植物,另一个不栽。两者土壤含水量之差即为散发量;裸枝称重法是通过裹在植枝上的特制收集器,直接收集植枝分泌出的水分来确定其散发量。但这些方法均改变了植物生态环境,所以测定的精度受到影响。

分析计算方法有水量平衡法、热量平衡法以及各种散发模型等,如林冠散发模型。林冠模型基本原理如下:任意森林面积上的散发量,是该森林覆盖面积与林冠的综合散发率之乘积,亦即森林总叶面上各部分水汽通量之总和。如果全部树叶的平均散发率为 \bar{E} , 森林的覆盖面积为 F , 森林的总叶面积为 F' , F'/F 称为树叶面积指数,则可建立如下林冠散发基本模型:

$$E_i = \bar{E} \cdot \frac{F'}{F} \quad (2-30)$$

(四) 区域(或流域)总蒸发量的估算

区域总蒸发是指研究区域内所有蒸发面(水面、土壤、植被以及潜水蒸发面等)上各种蒸发、散发之综合。从理论上讲,确定区域总蒸发量最合理的办法应是先求出区域内各单项蒸发量,然后进行综合得出全区总蒸发量。但在实际工作中由于区域内气象条件与下垫面条件时空变化复杂,现有技术条件下还难以精确求得各单项蒸发量。因而一般均从全区域综合角度出发,研究并确定全区域总蒸发量。

1. 水量平衡法 水量平衡法建立在区域内具有较长期的降雨和径流资料的基础上,按水量平衡原理来推算全区域的总蒸发量。对于任意时段的区域水量平衡方程有如下基本形式:

$$E_i = P_i - R_i \pm W \quad (2-31)$$

式中, E_i 为时段内区域总蒸发量; P_i 为时段内区域平均降水量; R_i 为时段内区域平均径流量; W 为计算时段内区域蓄水变量。

本法不足之处是计算过程中,将各项观测误差,计算误差最终归入蒸发项内,影响精度。此外对于较短时段区域内蓄水变量往往难以估算,影响到适用性。

2. 水热平衡法 如前所述,蒸发既是水交换过程亦是热量交换过程,所以水量平衡与热量平衡之间有着紧密联系。在计算区域总蒸发量的研究中,水热平衡法是受到普遍重视的方法。其一般表达式如下:

$$\frac{E}{P} = \frac{R}{LP} \quad (2-32)$$

式中, E/P 为年蒸发系数,反映了多年平均的水量平衡关系; R/LP 称为辐射干燥指数; R 为辐射平衡值,体现了热量平衡的关系。

史拉别尔根据许多地区的长期观测资料,并把蒸发量与降水量、辐射平衡值联系起来,得出如下计算式:

$$E = P \left[1 - e^{-\frac{R}{LP}} \right] \quad (\text{mm/a}) \quad (2-33)$$

奥里杰科普则提出了用降水量、蒸发能力 E_p 来计算区域蒸发量, 即:

$$E = E_p \cdot \text{th} \frac{LP}{R} = \frac{R}{L} \text{th} \frac{LP}{R} \quad (\text{mm/a}) \quad (2-34)$$

布德科进一步对上述两式从理论上进行了论证。他认为, 陆地表面平均总蒸发量主要随降水量和辐射平衡值的大小而变化。并且当土壤处于像沙漠地区那样极其干燥的条件下, 土壤含水量极低。在这种情况下, 全部降水将为土壤所吸持并消耗于后期蒸发, 因而径流系数 $R/P = 0$ 。亦即 $R/LP = 0$, $E/P = 1$; 在另一种情况下, 当降水总量很大, 而收入的热辐射量很小时, 土壤上层将呈现稳定的过湿状态, 蒸发面处在充分供水的条件下, 辐射平衡余热全部用以蒸发耗热, 所以 $R/LP = 0$, $LE = R$ 。一般地区的实际情况则变化在这两种极端情况之间。

布德科还根据全世界不同气候类型的实测资料。对史氏、奥氏两个公式加以验证, 认为取上述两式的几何平均将更符合实际, 其式如下:

$$E = \frac{RP}{L} \text{th} \frac{LP}{R} \cdot \frac{1}{1 + \text{ch} \frac{R}{LP} \text{sh} \frac{R}{LP}} \quad (\text{mm/a}) \quad (2-35)$$

式中, th、sh、ch 分别为双曲正切、双曲余弦、双曲正弦函数。

他还用此式计算了前苏联欧洲南部 20 个流域的年蒸发量, 计算结果与应用水平衡方法计算得出的结果相比, 相对误差平均为 6%。我国黑龙江省水文总站于 1981 年也曾用上述公式计算陆面蒸发, 效果良好。

第四节 水汽扩散与输送

水汽扩散与水汽输送, 是地球上水循环过程的重要环节, 是将海水、陆地水与空中水联系在一起纽带的。正是通过扩散运动, 使得海水和陆地水源不断地蒸发升入空中, 并随气流输送到全球各地, 再凝结并以降水的形式回归到海洋和陆地。所以水汽扩散和输送的方向与强度, 直接影响到地区水循环系统。对于地表缺水, 地面横向水交换过程比较弱的内陆地区来说, 水汽扩散和输送对地区水循环过程具有特别重要的意义。

一、水汽扩散

所谓水汽扩散是指, 由于物质、粒子群等的随机运动而扩展于给定空间的一种不可逆现象。扩散现象不仅存在于大气之中, 亦存在于液体分子运动进程之中。在扩散过程中伴随着质量转移, 还存在动量转移和热量转移。这种转移的结果, 是使得质量、动量与能量不均的气团或水团趋向一致, 所以说扩散的结果带来混合。而且扩散作用总是与平衡作用相联系在一起, 共同反映出水汽(或水体)的运动特性, 以及各运动要素之间的内在联系和数量变化, 所以说, 扩散理论是水文学的重要基础理论。

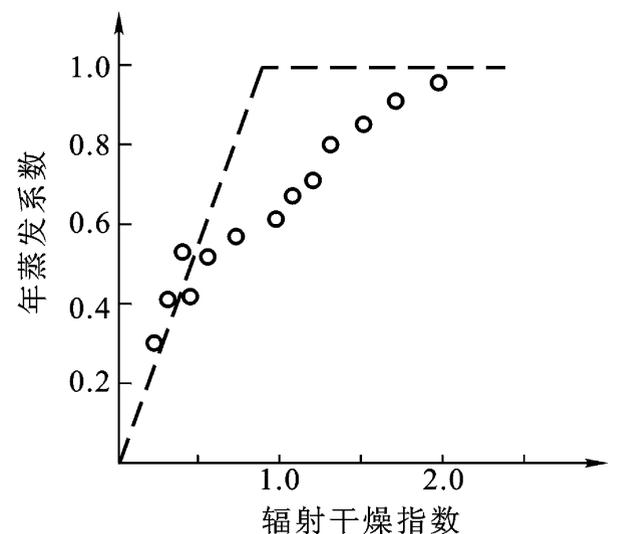


图 2-7 $\frac{E}{P}$ 与 $\frac{R}{LP}$ 的关系

(一) 分子扩散

分子扩散又称分子混合,是大气中的水汽,各种水体中的水分子运动的普遍形式。蒸发过程中液面上的水分子由于热运动结果,脱离水面进入空中并向四周散逸的现象,就是典型的分子扩散。由于这种现象难以用肉眼观察到,可以通过在静止的水面上瞬时加入有色溶液,观察有色溶液在水中扩散得到感性的认识。在有色溶液加入之初,有色溶液集中在注入点,浓度分布不均,而后随着时间 t 的延长,有色溶液逐渐向四周展开,一定时间后可获得有色溶液浓度呈现正态分布的曲线,最终成为一均匀分布的浓度曲线。这种现象就是由水分子热运动而产生的分子扩散现象,如图 2 - 8 所示。

扩散过程中,单位时间内通过单位面积上的扩散物质(E),与该断面上的浓度梯度成比例,可用下式表示:

$$E = -k \frac{c}{x} \quad (\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}) \quad (2 - 36)$$

式中, c 为扩散物质的浓度; $-\frac{c}{x}$ 为 x 方向上的浓度梯度; k 为扩散系数。对于一定的扩散物质,在一定的温度下 k 为常数。

式中负号表示质量自大向小的方向转移或传递。

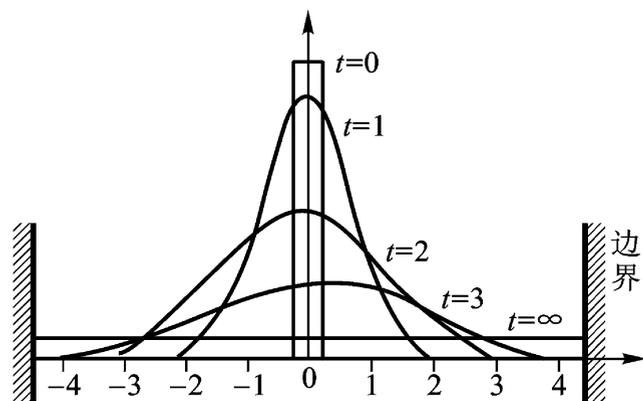


图 2 - 8 液面上分子扩散示意图

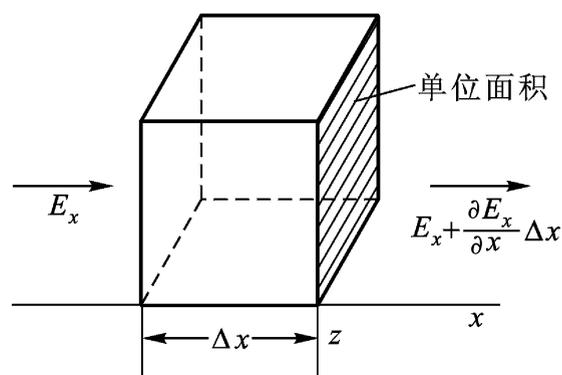


图 2 - 9 扩散物质平衡图

如取图 2 - 9 所示的长度为 x , 高为 z , 宽为 y 的微小空间, 沿 x 方向单位面积上进入的物质通量为 E_x , 流出的物质通量为 $E_x + \frac{E_x}{x} x$, 在此空间中, 沿 x 方向浓度在时间上的变化率为

$$\frac{c}{t} x。$$

根据质量守恒原理:

$$E_x - E_x + \frac{E_x}{x} x = \frac{c}{t} x \quad (2 - 37)$$

于是

$$\frac{E_x}{x} + \frac{c}{t} = 0 \quad (2 - 38)$$

将式(2 - 37)代入(2 - 38)则得:

$$-k_x \frac{c}{x} / x + c / t = 0 \quad (2-39)$$

或

$$\frac{c}{t} = k_x \frac{c^2}{x^2} \quad (2-40)$$

这是沿 x 方向一维扩散方程。由于空间的扩散都是三维的, 与 x 方向扩散的同时, 在 y 、 z 方向亦存在扩散, 并可按上述方向分别求出。于是可得出三维空间的分子扩散方程:

$$\frac{c}{t} = k_x \frac{c^2}{x^2} + k_y \frac{c^2}{y^2} + k_z \frac{c^2}{z^2} \quad (2-41)$$

此外, 与质量扩散的同时, 亦存在动量转移和热量转移, 因此同样可列出相应的动量转移和热量转移方程, 而且方程形式完全一致, 只是系数不同, 参数的含义不同。

以热量转移而言, 根据分子扩散基本形式 $E = -k \frac{c}{x}$, 则有:

$$Q_w = - \frac{T}{Z} \quad (2-42)$$

式中, Q_w 为热量通量 ($J/m^2 \cdot s$); k 为导热系数 ($J/m \cdot s \cdot ^\circ C$); $\frac{T}{Z}$ 为温度梯度; 其中 Z 为:

$$Z = C_p \rho k_t \quad (2-43)$$

式中, C_p 水汽比热; ρ 为水汽密度; k_t 为导温系数 (m^2/s)。

(二) 紊动扩散

紊动扩散又称紊动混合, 是大气扩散运动的主要形式。其特点是, 由于受到外力作用影响, 水分子原有的运动规律受到破坏, 呈现“杂乱无章的运动”。运动中无论是速度的空间分布还是时间变化过程都没有规律, 而且引起大小不等的涡旋。这些涡旋也像分子运动一样, 呈现不规则的交错运动。这种涡旋运动又称为湍流运动。通常大气运动大多属于湍流运动。由湍流引起的扩散现象称为湍流扩散。

与分子扩散一样, 大气紊流扩散过程中, 也具有质量转移、动量转移和热量转移, 其转移的结果, 促使质量、动量、热量趋向均匀, 因而亦称紊动混合。但与分子扩散相比较, 紊动扩散系数往往是前者的数千百倍, 所以紊动扩散作用远较分子扩散作用为大。

根据许多学者的实验研究与理论分析表明, 紊动扩散方程与分子扩散方程具有相同的形式, 因而只要把上述分子扩散系数 k , 转换成紊动扩散系数 D , 分子扩散方程就可应用于紊动扩散。

无论是分子扩散还是紊动扩散, 实质上就是物质输送方程或物质平衡方程, 而且可以分成恒定情况和不恒定情况。如果在一个单元空间内, 浓度不随时间变化, 即 $\frac{c}{t} = 0$, 那么就是恒定情况, 反之就是不恒定情况, 两者的方程分别为:

对于恒定:

$$U \frac{c}{x} = D_x \frac{c^2}{x^2} + D_y \frac{c^2}{y^2} + D_z \frac{c^2}{z^2} \quad (2-44)$$

对于不恒定:
$$\frac{c}{t} + U \frac{c}{x} = D_x \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + D_y \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + D_z \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \quad (2-45)$$

式中, $U \frac{c}{x}$ 为对流项; x, y, z 分别为水平坐标、横向坐标与垂向坐标; D_x, D_y, D_z 分别为 x, y, z 方向上的紊动扩散系数。

通过以上分析可知, 水汽扩散方程是描述大气中水分空间分布与时间变化的基本方程之一。空中水汽含量的变化, 除了与大气中比湿的大小有关外, 还要受到水分子热运动过程、大气中湍流运动以及水平方向上的气流运移的影响。所以说上述两种扩散现象经常是相伴而生, 同时存在。例如, 水面蒸发时的水分子运动, 就既有分子扩散, 又可能受紊动扩散的影响。不过, 当讨论紊动扩散时, 由于分子扩散作用很小, 可以忽略不计; 反之, 讨论层流运动中的扩散时, 则只考虑分子扩散。

二、水汽输送

水汽输送是指, 大气中水分因扩散而由一地向另一地运移, 或由低空输送到高空的过程。水汽在运移输送过程中, 水汽的含量、运动方向与路线, 以及输送强度等随时会发生改变, 从而对沿途的降水以重大影响。

对于某一给定区域范围上的气柱来说, 若取下界为地面, 上界为对流层顶, 则根据水量平衡原理, 可建立该气柱的大气水分平衡式:

$$(W_1 + E_i) - (W_2 + P_i) = W \quad (2-46)$$

式中, W_1 是流入气柱的水汽量; W_2 是流出气柱的水汽量; E_i 是蒸发散发量; P_i 是降水量; W 是气柱内水汽变量。

对于长时段 $W = 0$, 于是研究时段内气柱的降水量可用下式表示:

$$P_i = W_1 - W_2 + E_i \quad (2-47)$$

由于区域蒸发量远小于水汽输送量, 所以区域降水量的大小, 主要决定于出入该气柱的水汽量的多少。

同时由于水汽输送过程中, 还伴随有动量和热量的转移, 因而要影响沿途的气温、气压等其它气象因子发生改变, 所以水汽输送是水循环过程的重要环节, 也是影响当地天气过程和气候的重要原因。

水汽输送主要有大气环流输送和涡动输送两种形式, 并具有强烈的地区性特点和季节变化, 时而环流输送为主, 时而以涡动输送为主。水汽输送主要集中于对流层的下半部, 其中最大输送量出现在近地面层的 850—900 百帕左右的高度, 由此向上或向下, 水汽输送量均迅速减小, 到 500—400 百帕以上的高度处, 水汽的输送量已很小, 以致可以忽略不计。

(一) 水汽输送通量与水汽通量散度

水汽输送通量与水汽通量散度是用来定量表达水汽输送量的基本参数。

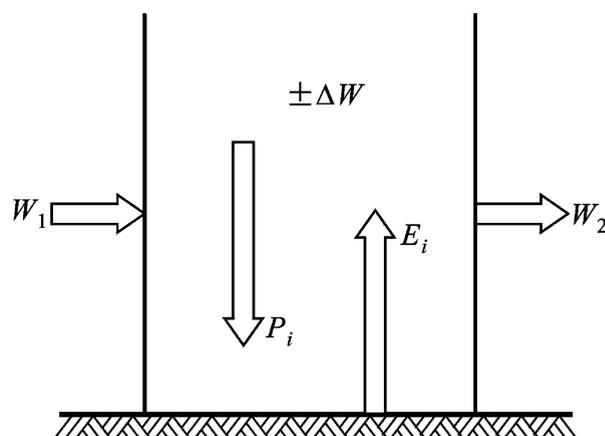


图 2-10 水汽平衡分析示意图

1. 水汽输送通量的概念 水汽输送通量是表示在单位时间内流经某一单位面积的水汽量。水汽通量有水平输送通量和垂直输送通量之分。通常说的水汽输送主要是指水平方向的水汽输送。现取一与水平面正交、又垂直于风速的矢量截面 $ABCD$, 其高为 Z , 底边长为 L , 风速为 v , 空气密度为 ρ , 比湿为 q , 则单位时间内流经截面面积 $ABCD$ 的水汽质量为:

$$q \bar{v} \cdot L \cdot Z$$

则单位时间内流经与风速垂直的单位面积的水汽质量为 $q \bar{v}$ 。

若将铅直坐标用气压 P 表示, 因为 $P = - \rho g Z$, 则 $|Z| = \frac{|P|}{\rho g}$ 。所以单位时间内通过与风速正交的 $ABCD$ 面的水汽质量为:

$$q \bar{v} \cdot L \cdot Z = q \bar{v} \cdot L \cdot \frac{|P|}{\rho g} = \frac{1}{\rho} q \bar{v} \cdot L \cdot P \quad (2-48)$$

取 $L \cdot P = 1$, 则水平方向的水汽输送通量表达式为:

$$E = \frac{1}{\rho} q \bar{v} \quad (2-49)$$

其单位为克每百帕厘米秒。

水平水汽输送通量是一个向量, 输送方向与风速相同, 并可分解为经向输送和纬向输送两个分量。纬向输送的水汽通量规定向东输送为正, 向西为负; 经向输送的水汽通量, 规定向北输送为正, 向南为负。

垂直输送的水汽通量是指单位时间流经单位水平面的水汽通量, 规定向上输送为正, 向下为负, 其单位为克每平方米秒。

2. 水汽通量散度 水汽通量散度是指单位时间汇入单位体积或从该体积辐散出的水汽量, 单位为克每百帕平方厘米秒。它和水汽通量一样, 也是一个向量, 因此, 水汽通量散度的定义与计算公式, 完全可以仿照水平散度给出, 即:

$$\text{散度} (q \bar{v} / g) = \frac{1}{F} \sum_i (q v_n L_i) \quad (2-50)$$

式中, $(q v_n L_i) / g$ 表示通过长度为 L_i 边上的水汽通量; v_n 表示与该边正交的风速分量。

在图 2-12 中, 设 $BC = 1$ 单位长, 面积下为单位厚度的体积时, 则 $\text{散度} (q \bar{v} / g)$ 表示由于水平运动而引起单位时间内单位体积中水汽的净流出量(或净积聚量)。当 $\text{散度} (q \bar{v} / g) > 0$ 时, 表示水平方向上有水流净流出; 当 $\text{散度} (q \bar{v} / g) < 0$ 时, 表示在水平方向上有水汽净积聚。

任一地点的水汽通量散度, 均可由风和温

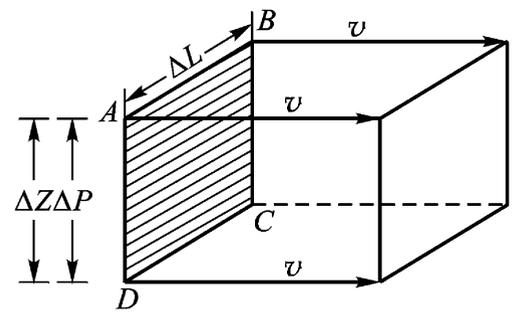


图 2-11 水汽通量示意图

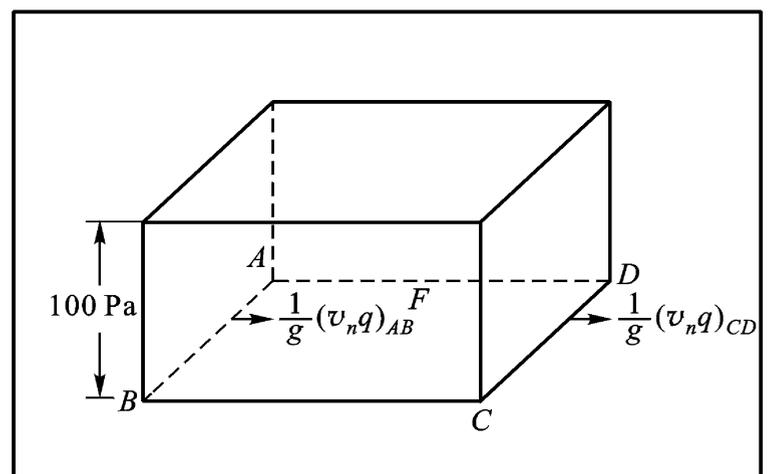


图 2-12 水汽通量散度示意图

度资料计算出来,并可绘成等值线图。用以表示广大范围内的水汽通量散度场。散度为正的地区表示水汽自该地区的四周辐散,称该地区为水汽源,在这种情况下降水比较少;反之散度为负的地区,表示四周有水汽向该地区汇集,称该地区为水汽汇,降水比较多。例如,我国大陆东半部水汽总输送场中,其主要水汽耦合区与主要降水区的分布就存在良好的对应关系。黄土高原与华北平原常年为水汽源,东南沿海地区为主要水汽耦合区,所以前者降水远少于后者。

(二) 影响水汽输送的主要因素

影响水汽含量与水汽输送的因素很多,主要因素如下。

1. 大气环流的影响 如前所述水汽输送形式有两种,其中环流输送处于主导地位。这是和大气环流决定着全球流场和风速场有关。而流场和风速场直接影响全球水汽的分布变化,以及水汽输送的路径和强度。因此大气环流的任何改变,必然通过流场和风速场的改变而影响到水汽输送的方向、路径和强度。

2. 地理纬度的影响 地理纬度的影响主要表现为影响辐射平衡值,影响气温、水温的纬向分布,进而影响蒸发以及空中水汽含量的纬向分布,基本规律是水汽含量随纬度的增高而减少。

3. 海陆分布的影响 海洋是水汽的主要源地,因而距海远近直接影响空中水汽含量的多少,这也正是我国东南沿海暖湿多雨,愈向西北内陆腹地伸展,水循环愈弱、降水愈少的原因。

4. 海拔高度与地形屏障作用的影响 这一影响包括两方面:其一是随着地表海拔高度的增加,近地层湿空气层逐步变薄,水汽含量相应减少,这也是青藏高原上雨量较少的重要原因;其次是那些垂直于气流运行方向的山脉,常常成为阻隔暖湿气流运移的屏障,迫使迎风坡成为多雨区,背风坡绝热升温,湿度降低,水汽含量减少,成为雨影区。

(三) 我国水汽输送基本特点

关于我国水汽输送,刘国纬和崔一峰通过选用全国 122 个探空站及国外 27 个探空站的资料,并以 1983 年为典型年进行了比较系统的分析、计算与研究,得出了如下的基本结论。

第一,存在三个基本的水汽来源,三条输出路径,并有明显的季节变化。三个来源是极地气团的西北水汽流、南海水汽流及孟加拉湾水汽流。西北水汽流自西北方向入境,于东南方向出境,大致呈纬向分布,冬季直达长江,夏季退居黄河以北;南海气流自广东、福建沿海登陆北上,至长江中下游地区偏转,并由长江口附近出境,夏季可深入华北平原,冬季退缩到北纬 25° 以南地区,水汽流呈明显的经向分布,由于水汽含量丰沛,所以输送通量值大;而孟加拉湾水汽流通常自北部湾入境,流向广西、云南,继而折向东北方向,并在贵阳 - 长沙一线与南海水汽流汇合,而后亦进入长江中下游地区,然后出海,全年中春季强盛,冬季限于华南沿海。

第二,水汽输送既有大气平均环流引起的平均输送,又有移动性涡动输送,其中平均输送方向基本上与风场相一致。而涡动输送方向大体上与湿度梯度方向相一致,即从湿度大的地区指向湿度小的地区。涡动输送的这一特点对于把东南沿海地区上空丰沛的水汽向内陆腹地输送,具有重要作用。

第三,地理位置、海陆分布与地貌上总体格局,制约了全国水汽输送的基本态势。青藏高原雄踞西南,决定了我国水汽输送场形成南北两支水汽流,北纬 30° 以北地区盛行纬向水汽输送; 30° 以南具有明显的经向输送。而秦岭 - 淮河一线成为我国南北气流的经常汇合的地区,是水汽流辐合带;海陆的分布制约了我国上空湿度场的配置,并呈现由东南向西北递减的趋势,进而影响我国降水的地区分布。

第四,水汽输送场垂直分布存在明显差异:在 850 百帕气层上,一年四季水汽输送场形势比较复杂;在 700 百帕气层上,在淮河流域以北盛行西北水汽流,淮河以南盛行西南水汽流,两股水汽流在北纬 30°—35°一带汇合后东流入海;在 500 百帕高度上,一年四季水汽输送呈现纬向分布;而低层大气中则经向输送比较明显,因而自低层到高层存在经向到纬向的顺时针切变。

我国上空水汽的收支有如下特点:

1) 全国年输入水汽总量为 15023.2×10^9 米³,总输出量为 12362.7×10^9 米³,净输入量为 2660.5×10^9 米³,与全国入海径流量很接近。这些水量折合全国平均水深为 279.4 毫米。

2) 从四方边界来说,水汽主要从南部和西部边境进入(占总输入量的 89.1%),从东界输出(占总输出量的 88.8%)。就不同流域而言,长江流域净输入量最大,依次为华南、西南、东北和西北区,华北区为负值区。

表 2-6 全国年整层水汽输入量(10³ t/s)

		东北	华南	长江	西南	华北	西北	全国
边 界	西	64.13	138.92	58.02	85.16	47.03	80.55	194.56
	东	-59.83	-148.02	-140.47	-94.20	-88.65	-84.55	-333.61
	南	0.27	162.49	139.97	44.95	25.01	-5.99	205.19
	北	1.21	-126.05	-24.22	-16.41	5.74	19.30	18.22
总输入		88.98	325.74	217.74	139.32	100.01	115.66	476.38
总输出		-83.20	-298.38	-184.44	-119.82	-110.88	-106.37	-392.02
净量		5.78	27.35	33.30	19.50	-10.87	9.30	84.36
净量(mm)		146.4	1094.7	590.6	731.3	-239.0	85.4	279.4
净量(10 ⁹ m ³)		182.3	862.6	1050.2	615.0	-342.7	293.1	2660.5

3) 输入的水汽量中,经向的输入占 55.8%,纬向的输入占 44.2%;输出情况相反,纬向的占 89.2%,经向的仅占总输出量的 10.8%。

另据《中国水资源评价》一书,我国上空 1973—1981 年平均水汽输送量如表 2-7 所示。与 1983 年数字相比,有一定差别,但基本趋势一致。

表 2-7 中国大陆上空 1973—1981 年平均水汽输送量

边 界	输 入 量		输 出 量		净 输 入 量 10 ⁸ m ³
	10 ⁸ m ³	%	10 ⁸ m ³	%	
东	42891	23.5	107740	68.0	-64849
南	76529	42.0	18838	11.9	57691
西	21784	12.0	6258	4.0	15529
北	40947	22.5	25561	16.1	15386
合 计	182154	100.0	158397	100.0	23757

第五节 降 水

降水是水循环过程的最基本环节, 又是水量平衡方程中的基本参数。从闭合流域多年平均水量平衡方程 $W = W_{\text{产}} + W_{\text{存}}$ 可知, 降水是地表径流的本源, 亦是地下水的主要补给来源。降水在空间分布上的不均匀与时间变化上的不稳定性又是引起洪、涝、旱灾的直接原因。所以在水文学水资源的研究与实际工作中, 十分重视降水的分析与计算。

一、降水要素

降水是自然界中发生的雨、雪、露、霜、霰、雹等现象的统称。其中以雨、雪为主, 就我国而言更以降雨为最重要。关于降雨的形成机制与类型已在气象学与气候学课程中介绍, 从水文学科要求出发, 主要侧重降水的数量特征、时空分布变化以及雨区范围和移动过程等问题的讨论。

(一) 降水要素

1. 降水(总)量 指一定时段内降落在某一面积上的总水量。一天内的降水总量称日降水量; 一次降水总量称次降水量。单位以毫米计。

2. 降水历时与降水时间 前者指一场降水自始至终所经历的时间; 后者指对应于某一降水而言, 其时间长短通常是人为划定的(例如, 1、3、6、24 小时或 1、3、7 天等), 在此时段内并非意味着连续降水。

3. 降水强度 简称雨强, 指单位时间内的降水量, 以毫米/分或毫米/时计。在实际工作中常根据雨强进行分级, 常用分级标准如表 2 - 8 所示。

表 2 - 8 降水强度分级(mm)

等 级	12 小时降水量	24 小时降水量
小 雨	0.2 ~5.0	< 10
中 雨	5 ~15	10 ~25
大 雨	15 ~30	25 ~50
暴 雨	30 ~70	50 ~100
大暴雨	70 ~140	100 ~200
特大暴雨	> 140	> 200

4. 降水面积 即降水所笼罩的面积, 以平方公里计。

(二) 降水特征表示方法

为了充分反映降水的空间分布与时间变化规律, 常用降水过程线、降水累积曲线、等降水量线以及降水特性综合曲线表示。

1. 降水过程线 以一定时段(时、日、月或年)为单位所表示的降水量在时间上的变化过程, 可用曲线或直线图表示。它是分析流域产流、汇流与洪水的最基本资料。此曲线图只包含降水强度、降水时间, 而不包含降水面积。此外, 如果用较长时间为单位, 由于时段内降水可能时断时续, 因此过程线往往不能反映降水的真实过程。

2. 降水累积曲线 此曲线以时间为横坐标, 纵坐标表示自降水开始到各时刻降水量的累

积值,如图 2 - 13 所示。自记雨量计记录纸上的曲线,即是降水量累积曲线。曲线上每个时段的平均坡度是各时段内的平均降水强度,即

$$I = P / t \quad (2 - 51)$$

如果所取时段很短,即 $t \rightarrow 0$, 则可得出瞬时雨强 i , 即 $i = dP/dt$ 。

如果将相邻雨量站的同一次降水的累积曲线绘在一起,可用来分析降水的空间分布与时程的变化特征。

3. 等降水量线 又称等雨量线。指地区内降水量相等各点的连线。等降水量线图的绘制方法与地形图上的等高线图作法类似。等雨量线综合反映了一定时段内降水量在空间上的分布变化规律。从图上可以查知各地的降水量,以及降水的面积,但无法判断出降水强度的变化过程与降水历时。

4. 降水特性综合曲线 常用的降水特性综合曲线有以下三种:

1) 强度 - 历时曲线 曲线绘制方法是根据一场降水的记录,统计其不同历时内最大的平均雨强,而后以雨强为纵坐标,历时为横坐标点绘而成,如图 2 - 14 所示。由图可知,同一场降雨过程中雨强与历时之间成反比关系,即历时愈短,雨强愈高。此曲线可用下面经验公式表示:

$$i_t = s/t^n \quad (2 - 52)$$

式中, t 为降水历时(小时); s 为暴雨参数又称雨力,相当于 $t = 1$ 小时的雨强; n 为暴雨衰减指数,一般为 $0.5 \sim 0.7$; i_t 为相应历时 t 的降水平均强度(毫米/小时)。

2) 平均深度 - 面积曲线 这是反映同一场降水过程中,雨深与面积之间对应关系的曲线,一般规律是面积越大,平均雨深越小。曲线的绘制方法是,从等雨量线中心起,分别量取不同等雨量线所包围的面积及此面积内的平均雨深,点绘而成。如图 2 - 15。

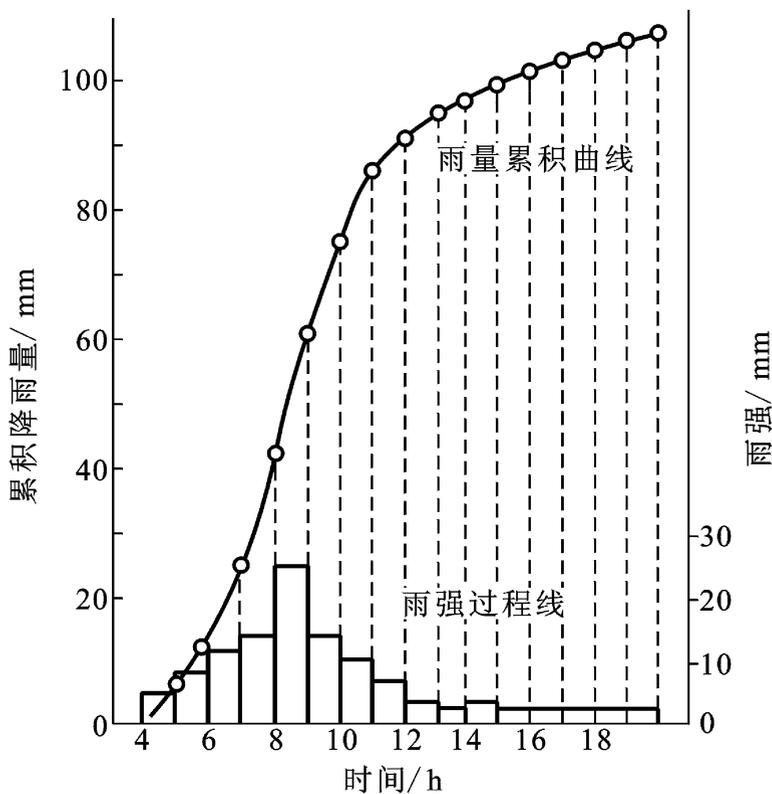


图 2 - 13 降水过程线及累积曲线
(浙江新昌站 1956. 6. 12 一次降雨)

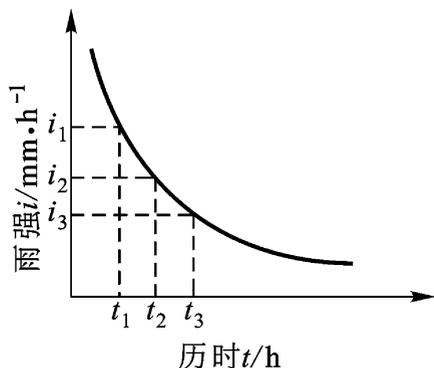


图 2 - 14 降水强度 - 历时曲线

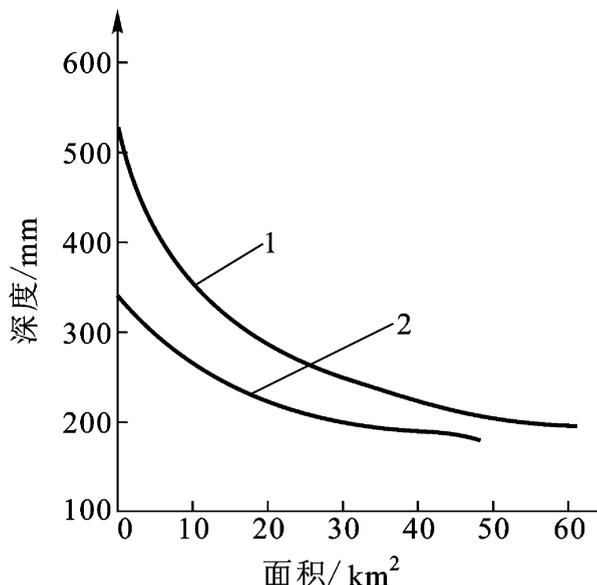


图 2 - 15 降雨平均深度 - 面积曲线

3) 雨深 - 面积 - 历时曲线 曲线绘制方法是, 对一场降水, 分别选取不同历时(例如, 1日, 2日, ...)的等雨量线, 以雨深、面积为参数作出平均雨深 - 面积曲线并综合点绘于同一图上, 如图 2 - 16 所示。其一般规律是, 面积一定时, 历时越长, 平均雨深越大; 历时一定时, 则面积越大, 平均雨深越小。

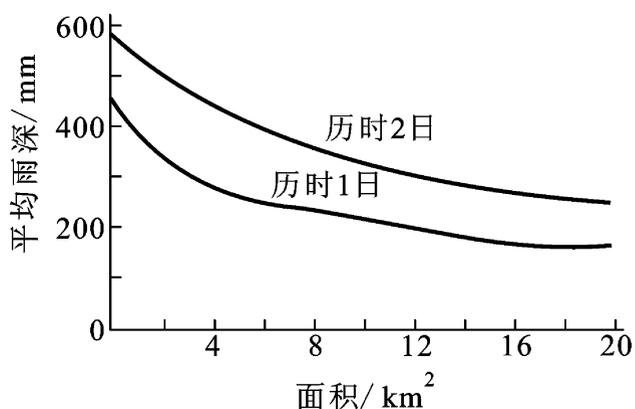


图 2 - 16 降雨平均深度 - 面积 - 历时曲线

二、面降水的计算

通常, 雨量站所观测的降水记录, 只代表该地小范围的降水情况, 称点降水量。实际工作中常需要大面积以至全区域的降水量值, 即面降水量值。面降水量的计算的常用方法有三。另有美国气象局系统采用的客观运行法。现将其分别介绍于下。

1) 算水平均法。此法是以所研究的区域内各雨量站同时期的降水量相加, 再除以站数(n)后得出的算术平均值作为该区域的平均降水量(P), 即:

$$P = \frac{P_1 + P_2 + \dots + P_n}{n} \quad (2 - 53)$$

此法简单易行, 适合于区域内地形起伏不大, 雨量站网稠密且分布较均匀的地区。

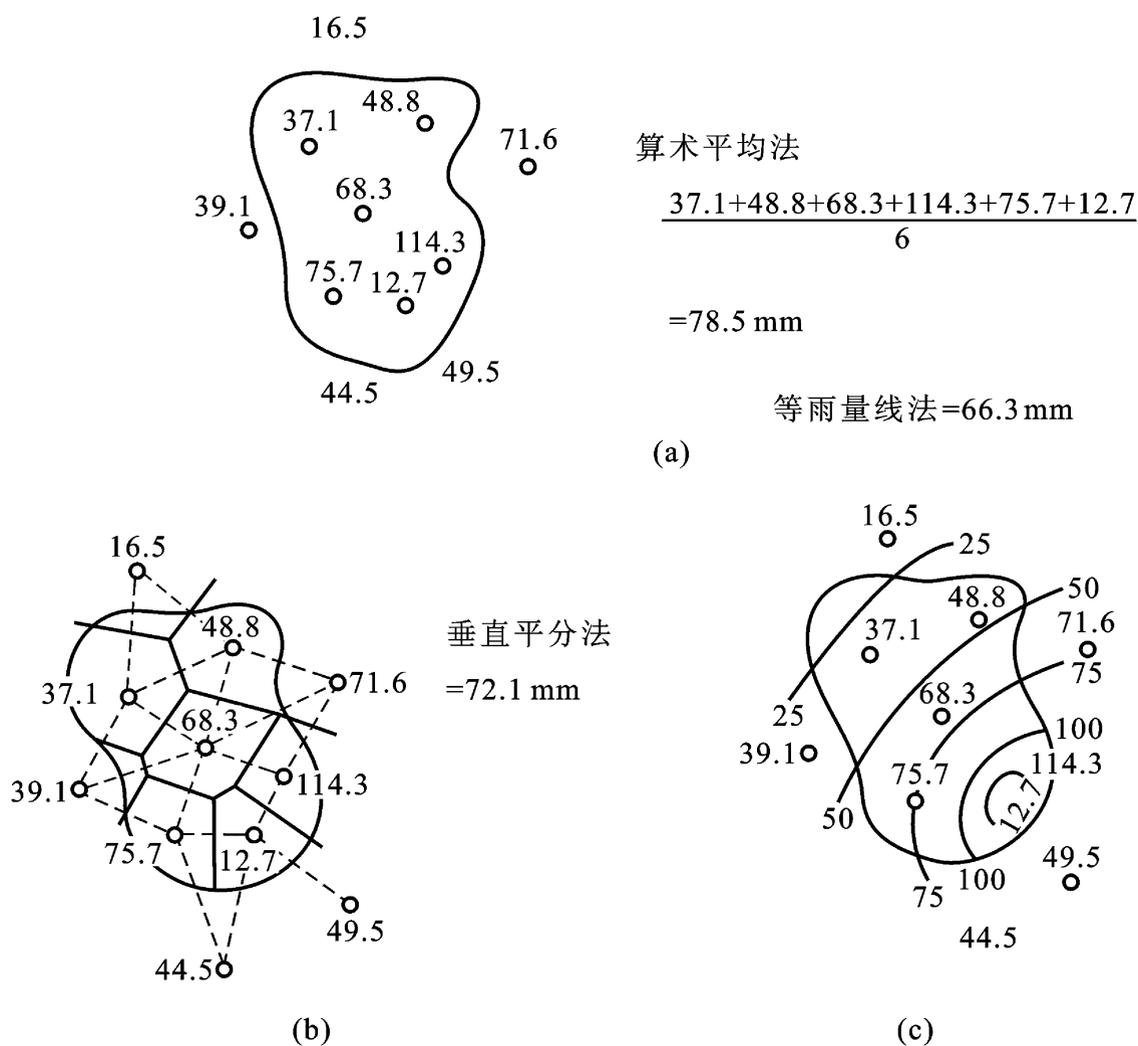


图 2 - 17 面降水量三种计算方法的比较

表 2 - 9(a) 垂直平分法计算表

雨 量 (mm)	多边形面积 (km ²)	占全面积 (%)	加权雨量 (mm)
16.5	18.1	1	0.25
37.1	310.8	19	7.1
48.8	382.3	18	8.9
68.3	310.8	19	12.9
39.1	51.8	3	1.3
75.7	238.3	15	11.4
127.0	212.4	13	16.5
114.3	196.8	12	13.7

表 2 - 9(b) 等雨量线法计算表

等雨量线	包围面积 (km ²)	净面积 (km ²)	平均雨量 (mm)	总 量 (10 ⁴ m ³)
125	33.67	33.67	134.6	4 531.98
100	233.1	199.43	116.8	23 293.4
75	533.54	300.44	88.9	26 744.12
50	1 041.18	507.64	63.5	32 235.14
25	1 541.05	499.87	38.1	19 045.04
12.5	1 621.34	80.29	20.3	1 629.9
平均雨量 = 107 444.6 ÷ 1 621.34 = 66.3				

2) 垂直平分法。此法又称太森多边形法。方法原理是在图上将相邻雨量站用直线联结而成若干个三角形,而后对各连线作垂直平分线,连接这些垂线的交点,得若干个多边形,各个多边形内各有一个雨量站,即以该多边形面积(f_i)作为该雨量站所控制的面积。则区域平均降水量可按面积加权法求得:

$$P = \frac{f_1 P_1 + f_2 P_2 + \dots + f_n P_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n} = \frac{1}{f} \sum_{i=1}^n f_i P_i \quad (2-54)$$

式中, f_1, f_2, \dots, f_n 为各多边形面积。

此法应用比较广泛,适用于雨量站分布不均匀的地区。其缺点是把各雨量站所控制的面积在不同的降水过程中都视作固定不变,这与实际降水情况不符。

3) 等雨量线法。此法适用于面积较大,地形变化显著而有足够数量雨量站的地区。其具体方法是先绘制出等雨量线,再用求积仪或其他方法量得各相邻等雨量线间的面积 f_i ,乘以两等雨量线间的平均雨深 P_i ,得出该面积上的降水量,而后将各部分面积上降水总量相加,再除以全面积即得出区域平均降水量 \bar{P} 即

$$\bar{P} = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^n f_i P_i \quad (2-55)$$

式中, n 为等雨量线间面积块数; F 为区域面积。

等雨量线法考虑了降水在空间上的分布情况,理论上较充分,计算精确度较高,并有利于分析流域产流、汇流过程。缺点是对雨量站的数量和代表性有较高的要求,在实际应用上受到一定限制。

4) 客观运行法。此法为美国气象局系统广泛采用,方法简便。先将区域(或流域)分成若干网格(图 2-16),得出很多格点(交点),而后用邻近各雨量站的雨量资料确定各格点雨量,再求出各格点雨量的算术平均值,即为流域的平均降雨量。

各格点雨量的推求以格点周围各雨量站到该点距离平方的倒数为权重,用各站权重系数乘各站的同期降雨量,取其总和即得。可见,雨量站到格点的距离越近,其权重越大。若距离为 d ,则权重为 $W = 1/d^2$,若以雨量站到某格点横坐标差为 x ,纵坐标差为 y ,则 $d^2 = x^2 + y^2$,计算格点雨量的公式:

$$P_j = \frac{\sum_{i=1}^{n_j} P_i W_i}{\sum_{i=1}^{n_j} W_i} = \sum_{i=1}^{n_j} W_i P_i \quad (2-56)$$

式中 P_j 为第 j 个格点雨量; n_j 为参加第 j 个格点的雨量计算的雨量站站数(图 2-18 上雨量站站数为 4); P_i 为参加 j 点计算的各雨量站的降雨量; W_i 为各

雨量站对于第 j 个格点的权; $W_i = \frac{W_j}{n_j}$ 为参加 j 格点计算的

各雨量站的权重系数。

区域平均降水量 \bar{P} 的计算公式为:

$$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N P_j \quad (2-57)$$

式中, j 为区域内的格点序号; N 为区域内的格点总数。

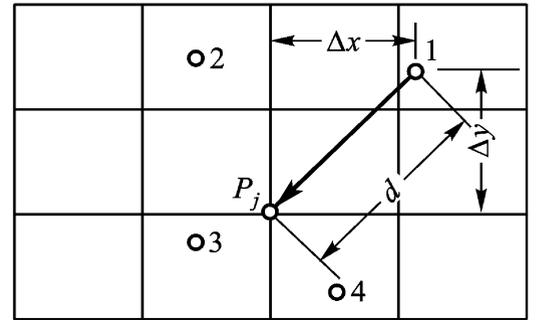


图 2-18 格点加权计算示意图

三、影响降水的因素

降水是受地理位置、大气环流、天气系统、下垫面条件等因素综合影响的产物,但地理位置、大气环流等的影响,已在水汽输送一节中得到阐述。这里主要介绍地形、森林、水体等下垫面条件以及人类活动对降水的影响。

(一) 地形条件影响

地形主要是通过气流的屏障作用与抬升作用对降水的强度与时空分布发生影响的。这在我国表现得十分强烈。许多丘陵山区的迎风坡。常成为降水日数多、降水量大的地区,而背向的一侧则成为雨影区。1963年8月海河流域邢台地区的特大暴雨(图 2-19),其雨区就是沿着太行山东麓迎风侧南北向延伸,呈带状分布,轴向与太行山走向一致,即是典型实例。

地形对降水的影响程度决定于地面坡向、气流方向以及地表高程的变化。表 2-10 揭示了我国代表性山地降雨随高程变化的递增率。

位于台湾岛的中央山脉,因受湿热气流的影响最强,所以递减率最大,达 105 毫米/100 米;而位于内陆的甘肃省祁连山,由于当地水汽含量少,降水的年递增率仅 7.5 毫米/100 米。

但是,这种地形的抬升增雨并非是无限制的,当气流被抬升到一定高度后,雨量达最大值。此后雨量就不再随地表高程的增加而继续增大,甚至反而减少。图 2-20 所示的峨眉山、黄山的降水就呈此规律,在最大降水量出现高度之下,降水随高程增加而递增,超过此高程,降水反而减少。图 2-21 为日本山地降水量随高程变化的规律,其中 B 点的降水量最大,位于山顶的 C 点降水就小于 B 点,而与山脚 A 点的降水大致相当。

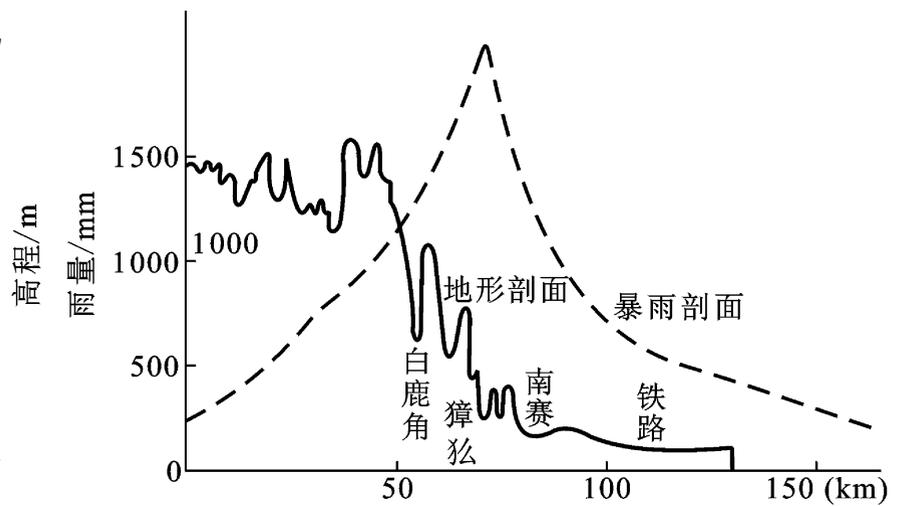


图 2-19 邢台地区暴雨剖面

表 2-10 代表性山地降雨随高程递增率

山 区	递 增 率 (mm /100 m · a)
台湾中央山脉	105
浙江天目山	44
四川峨眉山	42
陕西秦岭	20
甘肃祁连山	7.5

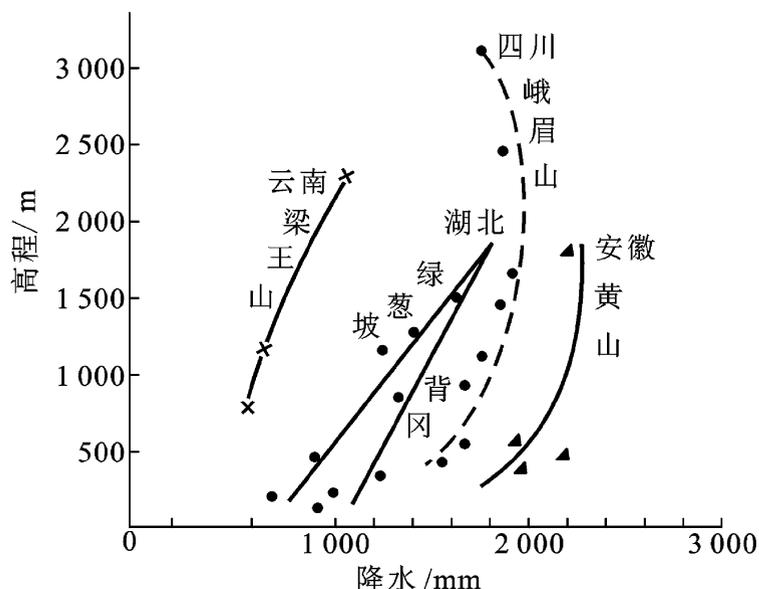


图 2-20 长江流域部分山地降水 - 高程关系

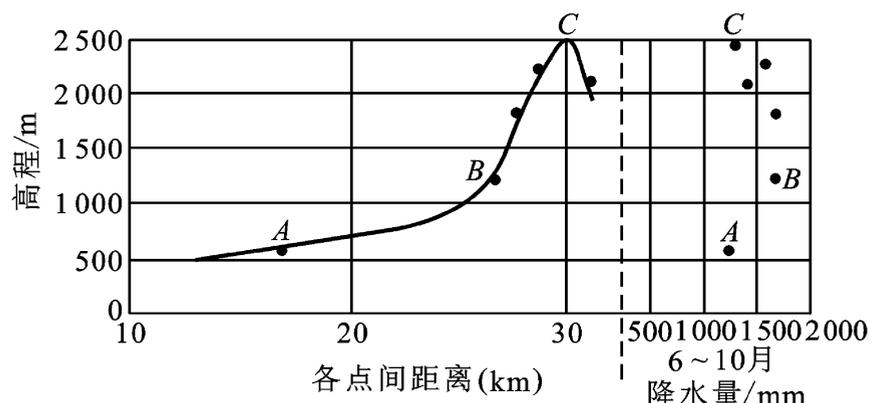


图 2-21 日本山地降水量随高程变化图

(据高濑信忠《河川水文学》)

对此, 柏塞尔曾根据瑞士的资料得出: 在最大降水量出现的高度以下, 降水量与高程之间的经验关系可用下式表示:

$$P_h = P_0 + 1.414 h + 382 \tan \alpha \quad (2-58)$$

式中, P_h 为相对于高度 h 的降水量; P_0 为山麓处的降水量; α 为山坡的平均坡度。

(二) 森林对降水的影响

森林对降水的影响极为复杂, 至今还存在着各种不同的看法。例如, 法国学者 F. 哥里任斯基根据对美国东北部大流域的研究得出结论, 大流域上森林覆盖率增加 10%, 年降水量将增加 3%。根据前苏联学者在林区与无林地区的对比观测, 森林不仅能保持水土, 而且直接增大降水量, 例如, 在马里波尔平原林区上空所凝聚的水平降水, 平均可达年降水量的 13%。我国吉林省松江林业局通过对森林区、疏林区及无林区的对比观测, 森林区的年降水量分别比疏林区和无林区高出约 50 毫米和 83 毫米(表 2-11)。

表 2-11 森林区、疏林区、无林区降水量对比

区 域	冬 (11—3月)	春 (4—5月)	夏 (6—8月)	秋 (9—10月)	全年
森林区(漫江)	54.2	168.0	469.6	161.2	853.0
疏林区(东岗)	34.1	152.7	463.4	153.9	804.1
无林区(抚松)	27.3	133.5	458.8	150.5	770.1

据: 吉林松江林业局。

另外一些学者认为森林对降水的影响不大。例如 K. 汤普林认为, 森林不会影响大尺度的气候, 只能通过森林中的树高和林冠对气流的摩阻作用, 起到微尺度的气候影响, 它最多可使降水增加 1%—3%; H. L. 彭曼收集亚、非、欧和北美洲地区 14 处森林多年实验资料, 经分析也认为森林没有明显的增加降水的作用。

第三种观点认为, 森林不仅不能增加降水, 还可能减少降水。例如, 我国著名的气象学者赵九章认为, 森林能抑制林区日间地面温度升高, 削弱对流, 从而可能使降水量减少。另据实际观测, 茂密的森林全年截留的水量, 可占当地降水量的 10%—20%, 这些截留水, 主要供雨后的蒸发。例如, 美国西部俄勒冈地区生长美国松的地区, 林冠截留的水量可达年降水量的 24%。这些截留水, 从流域水循环、水平衡的角度来看, 是水量损失, 应从降水总量中扣除。

以上三种观点都有一定的根据, 亦各有局限性。而且即使是实测资料, 也往往要受到地区的典型性、测试条件、测试精度等的影响。总体来说, 森林对降水的影响肯定存在, 至于影响的程度, 是增加或是减少, 还有待进一步研究。并且与森林面积、林冠的厚度、密度、树种、树龄以及地区气象因子、降水本身的强度、历时等特性有关。

(三) 水体的影响

陆地上的江河、湖泊、水库等水域对降水量的影响, 主要是由于水面上方的热力学、动力学条件与陆面上存在差别而引起的。

“雷雨不过江”这句天气谚语, 形象地说明了水域对降水的影响。这是由于大水体附近空气对流作用, 受到水面风速增大, 气流辐散等因素的干扰而被阻, 从而影响到当地热雷雨的形成与发展。

根据观测, 水域对降水的影响, 总体来说是减少降水量, 但因季节而有差异。例如, 夏季在太湖、巢湖及长江沿岸地带, 存在程度不同的少雨区, 以南京到扬中平原之间的长江沿岸较为典型, 夏季降水量比周围地区少 50—60 毫米, 但冬季则比周围略有增加, 增加值不超过 10 毫米, 所以从全年来说还是减少了降水量。又如, 新安江水库建成后, 库区北部的年降水量明显减少, 最大可减少 100 毫米/年, 估计库区中心可能减少 150 毫米, 占全年降水量的 11% 左右。

但在迎风的库岸地带, 当气流自水面吹向陆地时, 因地面阻力大, 风速减小, 加以热力条件不同, 容易造成上升运动, 促使降水增加(图 2-22)。

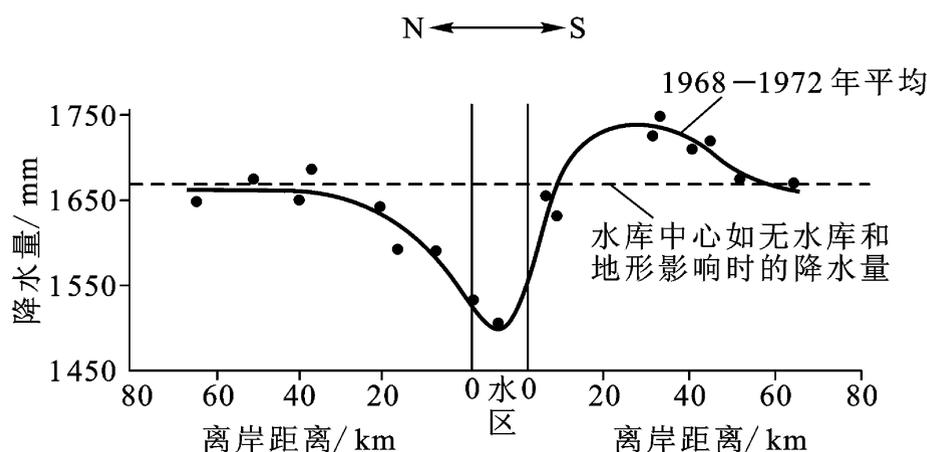


图 2-22 新安江水库对降水的影响

(四) 人类活动的影响

人类对降水的影响一般都是通过改变下垫面条件而间接影响降水, 例如, 植树造林、或大规

模砍伐森林、修建水库、灌溉农田、围湖造田、疏干沼泽等。其影响的后果有的是减少降水量,有的增大降水量,影响机理如前所述。

在人工直接控制降水方面,例如,使用飞机、火箭直接行云播雨,或者反之驱散雷雨云,消除雷雹等,虽然这些方法早已得到了实际的运用,但迄今由于耗资过多,只能对局部地区的降水产生影响。

需要着重指出的是,城市对降水的影响。这种影响主要表现为城市的增雨作用,例如,南京市市区年降水量比郊区多 22.6 毫米,而且增加了大雨的机遇,雷暴和降雪的日子亦较多。其具体影响的程度、增雨量的大小,则视城市的规模、工厂的多少、当地气候湿润的程度等情况而定。

四、可能最大降水

(一) 基本概念和研究意义

所谓可能最大降水(PMP)或可能最大暴雨(PMS),系指在现代的地理环境和气候条件下,特定的区域在特定的时段内,可能发生的最大降水量(或暴雨)。由此可见,可能最大降水,含有降水上限的意义,亦即该地的降水量只可能达到,不可能超越这数值。但它有一个基本约束条件,即规定适用“现代的地理环境及气候条件”。对于未来时代,那要看今后地理环境和气候的变迁程度而定。从总体上说,地理环境的明显变化,一般以世纪为单位,所以可能最大降水量具有相对的稳定性。

可能最大降水的提出,主要是顺应水利工程建设的安全需要,因为由可能最大降水及其时空分布,通过流域产流和汇流计算,可推算出相应的洪水,称为可能最大洪水(PMF)。以修建水库工程为例,修建目的是为了兴利,但修建后,水库大坝等工程自身又存在安全问题,一旦水库失控,将会造成重大损失,乃至引起社会的震动。所以合理的选定防洪标准具有重大意义。然而以往的水库工程,尤其是中小型水库,常常选用一种较短重现期的洪水作为工程设计的标准。例如,以百年一遇、二百年一遇的洪水为标准。但这种以短重现期洪水来设计水库大坝,本身要承担一定的风险,例如,上述设计,洪水为百年一遇,在工程寿命百年或二百年内,其危机率分别为 63.4% 和 86.6%,此外还要受到实测资料以及历史洪水调查资料的局限。人们所掌握的历史洪水不一定反映实际真实,更不能反映今后可能发生的超历史洪水。1975 年 8 月发生于河南林庄的大暴雨,远远地超越了当地防洪设计标准,造成板桥、石漫滩两座大型水库以及竹沟等中型水库相继漫坝、垮坝。这是应该记取的教训。所以从暴雨洪水的成因机制方面来研究和确定当地可能产生的最大暴雨量,并以此推求出最大可能洪水作为工程设计的依据,对水库的安全具有重大的意义。1978 年我国水电部颁布的《水利水电工程等级划分及设计标准(山区、丘陵区)SDJ₁₂₋₇₈(试行)》第十三条中明确规定“失事后对下游将造成较大灾害的大型水库,重要的中型水库及特别重要的小型水库的大坝,当采用土石坝时,应以可能最大洪水作为非常运用的标准”。

(二) 可能最大降水估算方法简介

迄今为止,由于人们对于暴雨形成的物理机制了解得还不够深入,不够全面,并受到气象资料的限制,难以精确的计算出这个可能降水量的上限值。一般均采用半经验半理论的水文与气象相结合的模式计算 PMP。

当地暴雨放大法就是目前应用较多一种计算 PMP 的方法。本法的基本原理是,决定暴雨

的因素可归结为空中水汽含量(即理论上的可能降水量 w), 以及降水效率。降水效率 则决定于气流的辐合与垂直运动的特性与强度。通常可以雨湿比 p/w 作为效率的指标, 即实际降水占可降水的比值愈大, 降水效率就愈高。当各种因子处于最优组合的条件下, p/w 值最大, 效率最高, 其相应的暴雨称为高效暴雨。

有人综合我国 130 多场大暴雨的可降水量 w , 与相应的 24 小时雨量 p_{24} 之间的关系, 其外包线显示出在高效暴雨条件下的 p_{24} 与 w 之间存在近似的线性关系。根据这一线性关系可建立可能最大暴雨量 p_m 的计算公式:

$$p_m = \frac{w_m}{w} \cdot p \quad (2 - 59)$$

式中, p 为选定的高效暴雨量; w_m 、 w 分别为当地可能最大暴雨的可降水量和当地典型的可降水量。

其中, p 和 w 值可在当地实测的暴雨资料中选取; w_m 值可用当地各主要等压面多年实测露点极大值换算成比湿, 然后垂直积分, 即可求出 200 百帕以下气柱内的水汽总含量, 并以此作为可降水量的近似物理上限值。我国已绘制出此物理上限分布图(图 2 - 23)。例如, 北京为 84.5 毫米, 武汉为 89.3 毫米, 广州为 88.0 毫米, 乌鲁木齐为 45.5 毫米。

除了上述方法外, 还有暴雨移置法, 暴雨组合法等。但迄今为止, 由于“可能最大降水”基本理论尚待进一步完善, 加之受到测试条件, 实测资料不足等影响, 故这些方法在实际应用上受到很大的限制。

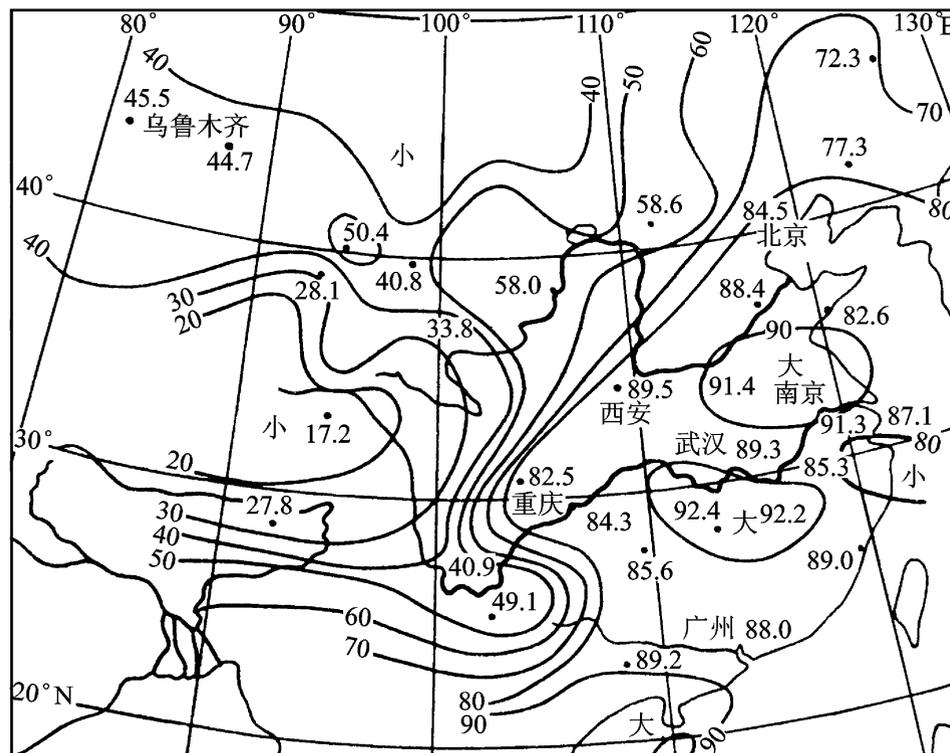


图 2 - 23 我国可降水量近似物理上限值分布图(mm)

第六节 下 渗

下渗又称入渗, 是指水从地表渗入土壤和地下的运动过程。它不仅影响土壤水和地下水的动态, 直接决定壤中流和地下径流的生成, 而且影响河川径流的组成。在超渗产流地区, 只有当降水强度超过下渗率时才能产生径流。可见, 下渗是将地表水与地下水、土壤水联系起来的纽

带,是径流形成过程、水循环过程的重要环节。

一、下渗的物理过程

(一) 下渗过程的阶段划分

地表的水沿着岩土的空隙下渗,是在重力、分子力和毛管力的综合作用下进行的,其运动过程就是寻求各种作用力的综合平衡过程。整个下渗的物理过程按照作用力的组合变化及其运动特征,可划分如下3个阶段:

1. 渗润阶段 降水初期,若土壤干燥,下渗水主要受分子力作用,被土粒所吸附形成吸湿水,进而形成薄膜水,当土壤含水量达到岩土最大分子持水量时,开始向下一阶段过渡。

2. 渗漏阶段 随着土壤含水率的不断增大,分子作用力渐由毛管力和重力作用取代,水在岩土孔隙中作不稳定流动,并逐渐充填土壤孔隙,直到基本达到饱和为止,下渗过程向第三阶段过渡。

3. 渗透阶段 渗透阶段的特点是,在土壤孔隙被水充满达到饱和状态时,水分主要受重力作用呈稳定流动。

上述3个阶段并无截然的分界,特别是在土层较厚的情况下,3个阶段可能同时交错进行。此外,亦有的将渗润与渗漏阶段结合起来,统称渗漏,渗漏的特点是非饱和水流运动,而渗透则属于饱和水流运动。

(二) 下渗水的垂向分布

包德曼(Bodman)和考尔曼(Colman)通过实验发现,在积水条件下(保持5毫米水深),下渗水在土体中的垂向分布,大致可划分为4个带,如图2-24。它们具体反映了下渗水的垂向运动特征。

1. 饱和带 饱和带位于土壤表层。在持续不断地供水条件下,土壤含水量处于饱和状态,但无论下渗强度有多大,土壤浸润深度怎样增大,饱和带的厚度不超过1.5厘米。

2. 过渡带 在饱和带之下,土壤含水量随深度的增加急剧减少,形成一个水的过渡带。过渡带的厚度不大,一般在5厘米左右。

3. 水分传递带 水分传递带位于过渡带之下,其特点是土壤含水量沿垂线均匀分布,在数值上大致为饱和含水量的60%—80%左右。带内水分的传递运行主要靠重力作用,在均质土中,带内水分下渗率接近于一个常值。

4. 湿润带 水分传递带之下,则是一个含水量随深度迅速递减的水分带,称湿润带。湿润带的末端称为湿润锋面,锋面两边土壤含水量突变。此锋面是上部湿土与下层干土之间的界面。

随着下渗历时的延长,湿润锋面向土层深处延伸,直至与地下潜水面上的毛管水上升带相衔接。在此过程中,如中途停止供水,地表下渗结束,但土壤水仍将继续运动一定时间。在这种情况下,土层内的水将发生再分配的运动过程,其分布情况则决定于土壤特性,如图2-5所示。

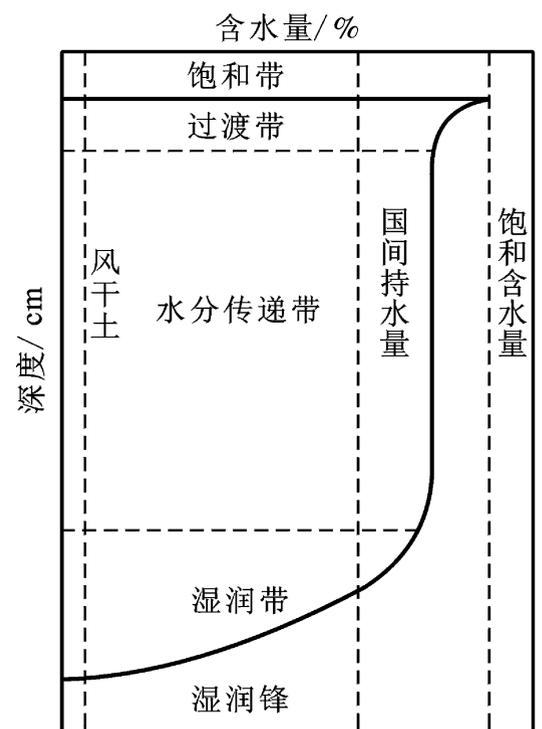


图2-24 下渗过程中水的垂向分布

(三) 下渗要素

为了定量研究水的下渗的物理过程,经常要运用到下渗率和下渗能力等要素。

1. 下渗率 f 又称下渗强度。是指单位面积上单位时间内渗入土壤中水量,常用毫米/分或毫米/小时计。

2. 下渗能力 f_p 又称下渗容量。指在充分供水条件下的下渗率。

3. 稳定下渗率 f_c 简称“稳渗”。通常在下渗最初阶段,下渗率具有较大的数值,称为初渗 (f_0),其后随着下渗作用的不断进行,土壤含水量的增加,下渗率逐步递减,递减的速率也是先快后慢。当下渗锋面推进到一定深度后,下渗率趋于稳定的常值。此时下渗率称为“稳定下渗率”。这个过程可用下渗曲线表示,如图 2-26。图上的累积下渗 (F) 曲线,则是下渗量随时间的增长过程。累积曲线上任一点的坡度,表示该时刻的下渗率,即

$$\frac{dF}{dt} = f \quad (2-60)$$

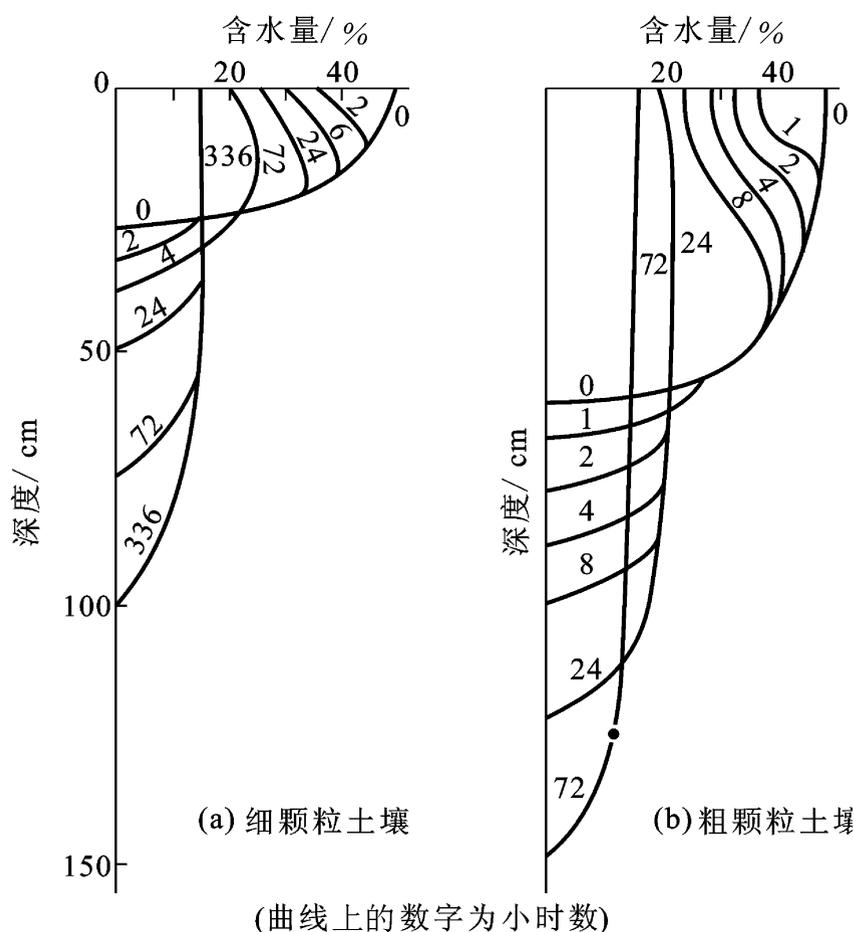


图 2-25 土壤水分的再分布示意图

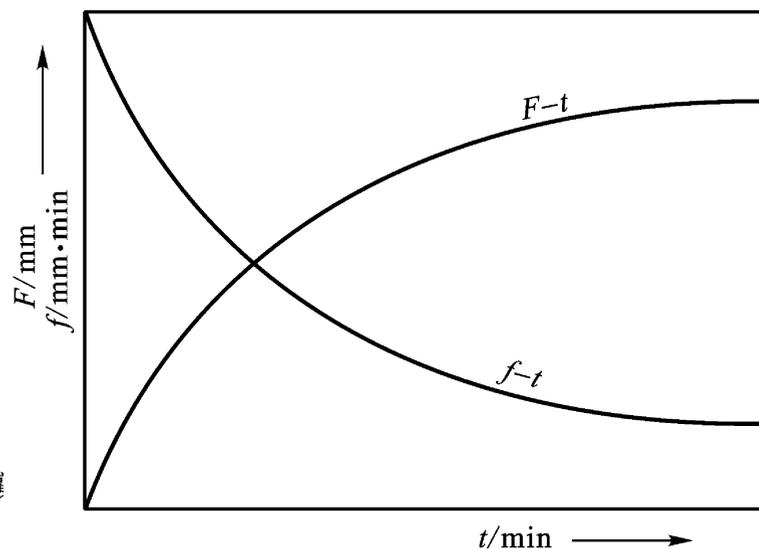


图 2-26 下渗率曲线及累积下渗量曲线示意图
 $F \sim t$ 累积下渗量过程; $f \sim t$ 下渗率过程

二、下渗理论与下渗经验公式

(一) 下渗理论

根据土壤水运动的一般原理,用以研究下渗规律及其影响因素的理论,称为下渗理论,由于水的下渗既可能在非饱和的岩土孔隙中运行,亦可能在饱和条件下运行,所以可相应地区分为非饱和下渗理论和饱和下渗理论。

1. 非饱和下渗理论简介 非饱和下渗理论是建立在包气带中水动力平衡和质量守恒原理的基础上。从水动力平衡角度分析,非饱和岩土中的水,主要依靠负压力(即水和土粒表面之间吸附力)克服重力而存在的,水的运动则受控于势能梯度 $-\frac{d\psi}{dz}$ 的大小,并服从达西定律。在只考虑垂向一维水流的情况下,其基本表达式为:

$$v_z = -k(\psi) \frac{d\psi}{dz} + k(\psi) \quad (2-61)$$

式中, v_z 为 z 深处地下水渗透速度; k 为渗透系数; ψ 为势(水头),其势能梯度随渗透水流距离增长而变小,故为负值。

根据质量守恒原理,在单位时间内进入某个给定土体空间的水量与流出量之差值,等于该土体内水量变化值。据此有:

$$\frac{d\theta}{dt} + \frac{v_z}{z} = 0 \quad (2-62)$$

式中, θ 为包气带含水量。其余符号同前。此式乃一维水流垂直运动的连续方程。

联解上述两式得:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dz} \left(D(\theta) \frac{d\theta}{dz} - k(\psi) \right) \quad (2-63)$$

式中, D 为扩散系数,其余符号同前。

此即非饱和水流向岩土下渗的微分方程,又称理查兹方程。

菲利普在上述方程的基础上,考虑均质土壤,起始含水量均匀分布及充分供水等条件下,经过代换和微分展开,取展开公式前两项求得如下近似计算公式:

$$F(t) = st^{\frac{1}{2}} + [A_2 + k(\psi_i)] t \quad (2-64)$$

式中, $F(t)$ 为累积下渗量; s 为吸水系数; A_2 是函数; $k(\psi_i)$ 是渗透系数。

将式(2-64)对 t 求导数,得下渗率 $f(t)$

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} = \frac{1}{2} st^{-\frac{1}{2}} + [A_2 + k(\psi_i)] \quad (2-65)$$

2. 饱和下渗理论模式 饱和下渗理论模式首先是由格林(Green)和安普特(Ampt)所提出。他们考虑无限深的均质土壤的积水下渗,地面积水深为 H_0 ,假定湿润锋以上的土壤处于饱和,锋面以下含水量由饱和含水量 s_s 急剧过渡到土壤中原有的含水量 s_i ,并假定原有含水量均匀分布。下渗水中的含水量垂线分布如图 2-27(b) 所示; L 为下渗水柱的长度,其值随下渗进行而增大;湿润锋面受到下方土壤的吸附力为 s_0 。

在上述假设条件下,可根据水流的达西定律及水量平衡方程建立饱和下渗基本模式。按达西定律有:

$$f_p = k_s \frac{H_0 + s + L}{L} \quad (2-66)$$

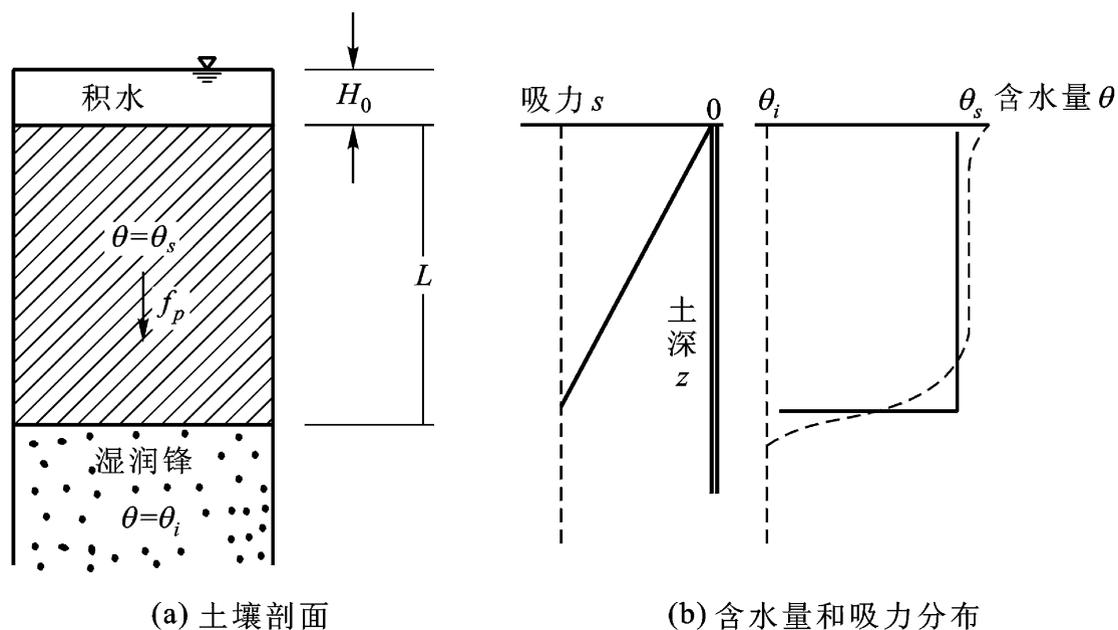


图 2 - 27 饱和下渗模式示意图

式中, f_p 为水流向下渗透速度(在上述条件下也就是下渗率,并且因为是在积水条件下的下渗,也可看作为下渗能力); k_s 为饱和水力传导度。

根据水量平衡原理,在整个下渗时段里的累积下渗量(F)为:

$$F = (s - i) L \quad (2 - 67)$$

将式(2 - 67)代入(2 - 66)并假定 H_0 相对于 L 很小,可以忽略不计,于是得:

$$f_p = k_s \left(1 + \frac{(s - i) s}{F} \right) \quad (2 - 68)$$

上式反映了下渗率和累积下渗量之间的关系,是饱和下渗理论基本模式之一。

根据定义, $f_p = \frac{dF}{dt}$, 并代入上式(2 - 68), 得:

$$\frac{dF}{dt} = k_s \left(1 + \frac{(s - i) s}{F} \right) \quad (2 - 69)$$

并以下渗开始时刻为零,自 $t=0$ 时 $F=0$ 对式(2 - 69)积分:

$$\int_0^t k_s dt = \int_0^F \frac{1}{1 + \frac{(s - i) s}{F}} dF$$

得

$$k_s \cdot t = F - s \frac{(s - i)}{s} \ln \left(1 + \frac{F}{(s - i) s} \right) \quad (2 - 70)$$

经演算最后可得:

$$F = \frac{2 k_s (s + H_0)}{s - i} t \quad \text{或} \quad f = \frac{k_s (s + H_0) (s - i)}{2t} \quad (2 - 71)$$

此即累积下渗曲线的表达式,是格林 - 安普特下渗模式的另一种形式。

(二) 下渗经验公式

对下渗的研究最初是为了适应灌溉工程的建设需要而开展的。以后在水文学上进行降雨径流计算工作中得到了发展。先是通过实际试验,获得下渗曲线,再从图形来模拟下渗曲线的数学表达式。这类表达式就是所谓的经验公式,此类公式的类型颇多,共同的特征是具有下渗率随时间递减的函数形式。其中霍顿(R. E. Horton)公式应用较普遍。

1. 霍顿公式(1940)

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-t} \quad (2-72)$$

式中, f_c 为稳定下渗率; f_0 为初始下渗率, t 为常数, 下渗曲线的递减参数。

霍顿公式反映了下渗强度随时间递减规律,并最终趋于稳定下渗。所以下渗过程是一个消退过程。消退的速率为 df/dt 。由于下渗过程中 f 逐步减小,所以 df/dt 为负值。据此可得:

$$-\frac{df}{dt} = (f - f_c) \quad (2-73)$$

对上式进行积分得:

$$\ln(f - f_c) = -t + c$$

但下渗初始时, $f = f_0$

所以
$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-t} \quad (2-74)$$

根据上式还可进一步导出表达下渗累积曲线的公式:

$$F = \int_0^t f dt = f_c t + \frac{1}{n} (f_0 - f_c) (1 - e^{-t}) \quad (2-75)$$

霍顿公式结构简单,在充分供水条件下与实际资料配合较好,至今仍被广泛应用。

2. 霍尔坦公式 1961年美国农业部霍尔坦(H. N. Holton)提出一种下渗概念模型。下渗率 f 是土壤缺水量的函数,其公式为:

$$f = f_c + a(s - F)^n \quad (2-76)$$

式中, a 为系数,随季节而变,一般在 0.2—0.8 之间; s 为表层土壤可能最大含水量; F 为累积下渗量或初始含水量; n 为指数,通常为 1.4。

在降雨期,由于累积下渗量逐渐增加,含水量 $(s - F)$ 逐步减少,下渗率 f 趋近于 f_c 。本公式的优点是便于考虑前期含水量对下渗的影响。

三、影响下渗的因素

以上所介绍的下渗过程,均是反映在充分供水条件下单点均质土壤的下渗规律。在天然条件下,实际的下渗过程远比理想模式要复杂得多,往往呈现不稳定和不连续性。图 2-28 为生长多种树木和小块牧草地的实验小流域,面积仅 0.2 平方公里,但该流域的实际下渗量的平面分布极不均匀。形成这种情况的原因是多方面的,归纳起来主要有以下四个方面:

(一) 土壤特性的影响

土壤特性对下渗的影响,主要决定于土壤的透水性能及土壤的前期含水量。其中透水性能又和土壤的质地、孔隙的多少与大小有关。一般来说土壤颗粒愈粗,孔隙直径愈大,其透水性能愈好,土壤的下渗能力亦愈大。图 2-29 具体显示出不同性质土壤之间下渗率的巨大差别。

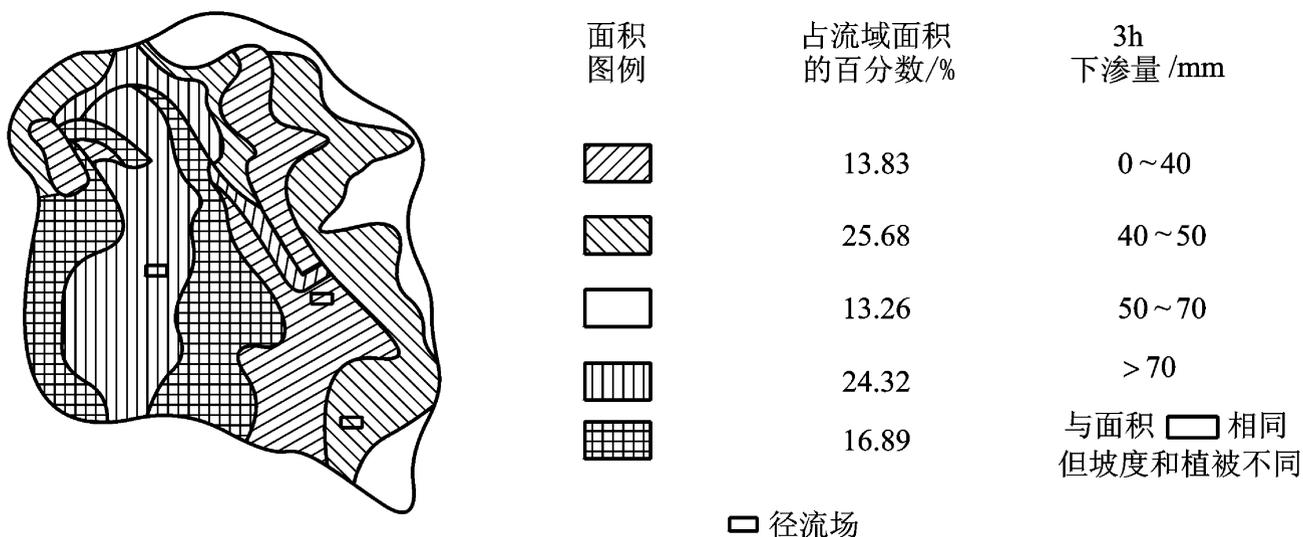


图 2 - 28 面积为 0.20km² 的小流域上下渗特性分区

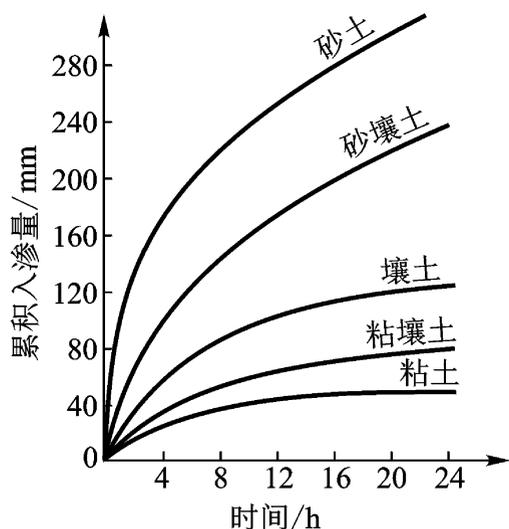


图 2 - 29 不同土壤的累积下渗曲线

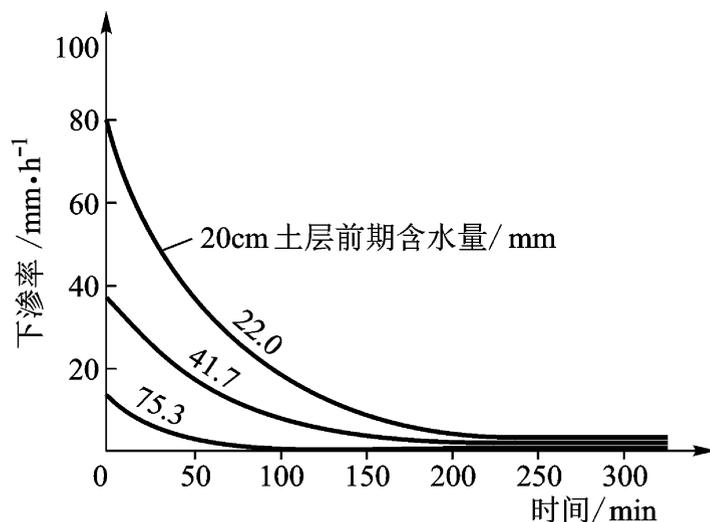


图 2 - 30 土壤前期含水量对下渗的影响

(二) 降水特性的影响

降水特性包括降水强度、历时、降水时程分配及降水空间分布等。其中降水强度直接影响土壤下渗强度及下渗水量, 在降水强度 i 小于下渗率 f 的条件下, 降水全部渗入土壤, 下渗过程受降水过程制约。在相同土壤水分条件下, 下渗率随雨强增大而增大, 如图 2 - 31 所示。尤其是在草被覆盖条件下情况更明显。但对裸露的土壤, 由于强降雨点可将土粒击碎, 并充填土壤的孔隙中, 从而可能减少下渗率。

此外, 降水的时程分布对下渗也有一定的影响, 如在相同条件下, 连续性降水的下渗量要小于间歇性下渗量图 2 - 32。

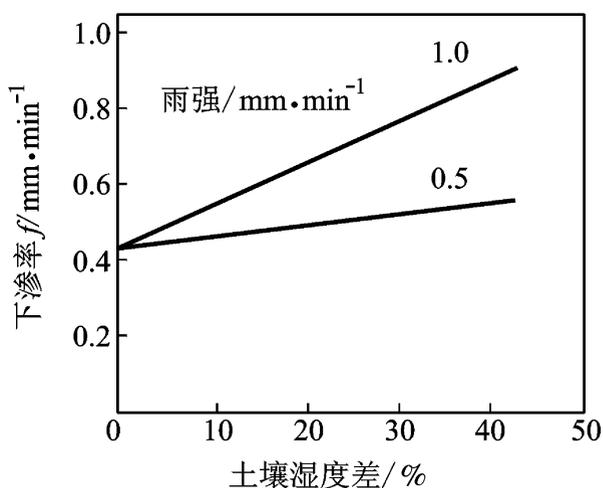


图 2 - 31 降雨强度对下渗率的影响

(三) 流域植被、地形条件的影响

通常有植被的地区, 由于植被及地面上枯枝落叶具有滞水作用, 增加了下渗时间, 从而减少了地表径流, 增大了下渗量如图 2 - 33。

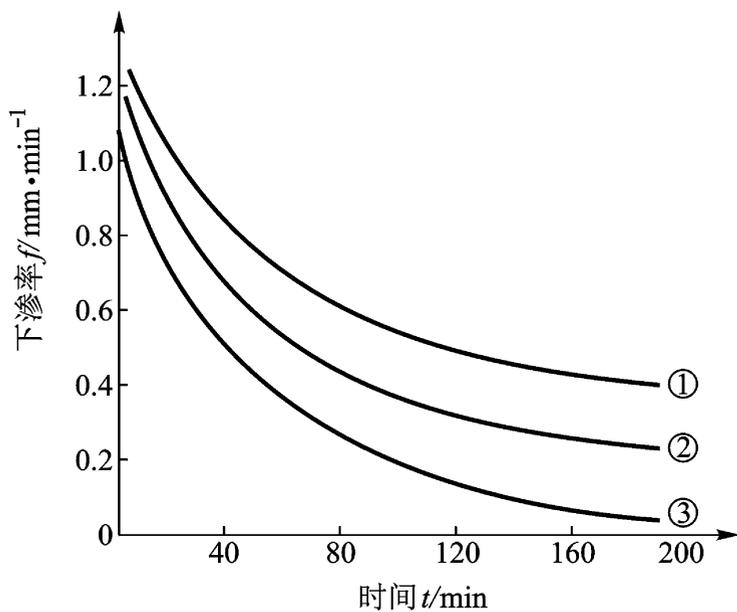


图 2 - 32 间歇降水对下渗的影响
 、 间歇 4h(白天); 、 间歇 10h(夜间)

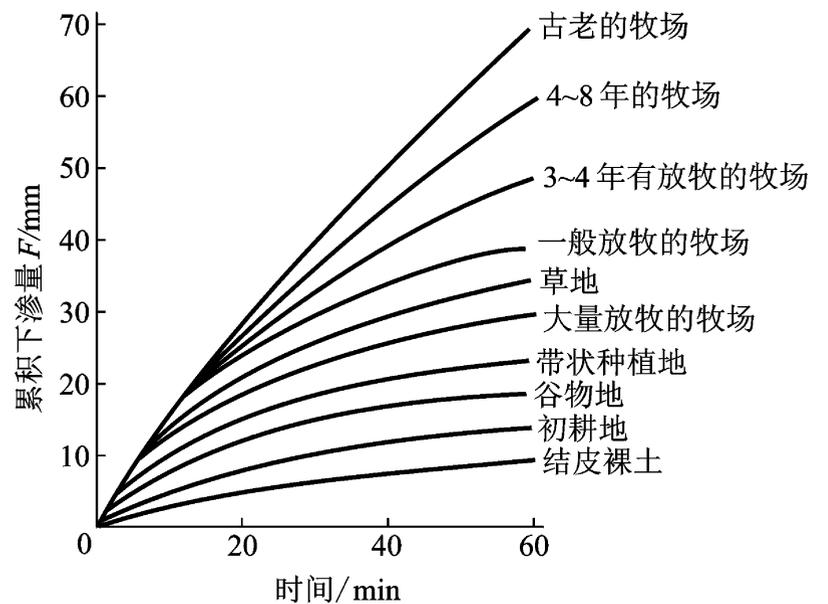


图 2 - 33 植被对下渗的影响

而地面起伏, 切割程度不同, 要影响地面漫流的速度和汇流时间。在相同的条件下, 地面坡度大、漫流速度快, 历时短, 下渗量就小。

(四) 人类活动的影响

人类活动对下渗的影响, 既有增大的一面, 也有抑制的一面。例如, 各种坡地改梯田、植树造林、蓄水工程均增加水的滞留时间, 从而增大下渗量。反之砍伐森林、过度放牧、不合理的耕作, 则加剧水土流失, 从而减少下渗量。在地下水资源不足的地区采用人工回灌, 则是有计划、有目的的增加下渗水量; 反之在低洼易涝地区, 开挖排水沟渠则是有计划有目的控制下渗, 控制地下水的活动。从这意义上说, 人们研究水的入渗规律, 正是为了有计划、有目的控制入渗过程, 使之朝向人们所期望的方向发展。

第七节 径 流

径流是水循环的基本环节, 又是水量平衡的基本要素, 它是自然地理环境中最活跃的因素。从狭义的水资源角度来说, 在当前的技术经济条件下, 径流则是可资长期开发利用的水资源。河川径流的运动变化, 又直接影响着防洪、灌溉、航运和发电等工程设施。因而径流是人们最关心的水文现象。

一、径流的涵义及其表示方法

(一) 径流的涵义与径流组成

流域的降水, 由地面与地下汇入河网, 流出流域出口断面的水流, 称为径流。液态降水形成降雨径流, 固态降水则形成冰雪融水径流。由降水到达地面时起, 到水流流经出口断面的整个物理过程, 称为径流形成过程。降水的形式不同, 径流的形成过程也各异。我国的河流以降雨径流为主, 冰雪融水径流只是在西部高山及高纬地区河流的局部地段发生。根据形成过程及径流途径不同, 河川径流又可由地面径流、地下径流及壤中流(表层流)三种径流组

成(图 2 - 34)。

(二) 径流的表示方法

1. 流量 流量 Q 指单位时间内通过某一断面的水量, 常用单位为立方米/秒。流量随时间的变化过程, 可用流量过程线表示。此外, 常用的还有日平均流量、月平均流量、年平均流量等指定时段的平均流量。

2. 径流总量 径流总量 W 是指 T 时段内通过某一断面的总水量。常用的单位为立方米。有时也用时段平均流量与时段的乘积表示:

$$W = QT \quad (2 - 77)$$

3. 径流深度 径流深度 R 是指将径流总量平铺在整个流域面积上所求得的水层深度, 以毫米为单位。若 T 时段内的平均流量为 \bar{Q} (立方米/秒), 流域面积为 F (平方千米), 则径流深度 R (毫米) 可由下式计算:

$$R = \frac{\bar{Q}T}{1000F} \quad (2 - 78)$$

4. 径流模数 径流模数 M 是流域出口断面流量与流域面积 F 的比值。随着对 Q 赋予的意义不同, 如洪峰流量、多年平均流量等。常用单位为升/秒·平方千米, 计算式为:

$$M = \frac{1000Q}{F} \quad (2 - 79)$$

5. 径流系数 径流系数 是某一时段的径流深度 R 与相应的降水深度 P 之比。计算式为 $\frac{R}{P}$, 因为 $R < P$, 故 < 1 。

以上各特征值的相互关系如表 2 - 12 (T 以秒计, F 以平方千米计)。

表 2 - 12 径流特征值的相互关系

	Q	W	M	R
Q		W/T	$MF/10^3$	$10^3 RF/T$
W	QT		$MFT/10^3$	$10^3 RF$
M	$Q/F \cdot 10^3$	W/TF		$10^6 R/T$
R	$QT/10^3 F$	$W/10^3 F$	$MT/10^6$	

二、径流的形成过程

径流形成过程是一个极为错综复杂的物理过程, 为便于说明, 现概述如下:

(一) 流域蓄渗过程

降雨初期, 除一小部分(一般不超过 5%) 降落在河槽水面上的雨水直接形成径流外, 大部分降水并不立即产生径流, 而消耗于植物截留、下渗、填洼与蒸散发。植物截留量与降水量、植被类型及郁闭程度有关。森林茂密的植被, 年最大截留量可达年降水量的 20%—30%。截留

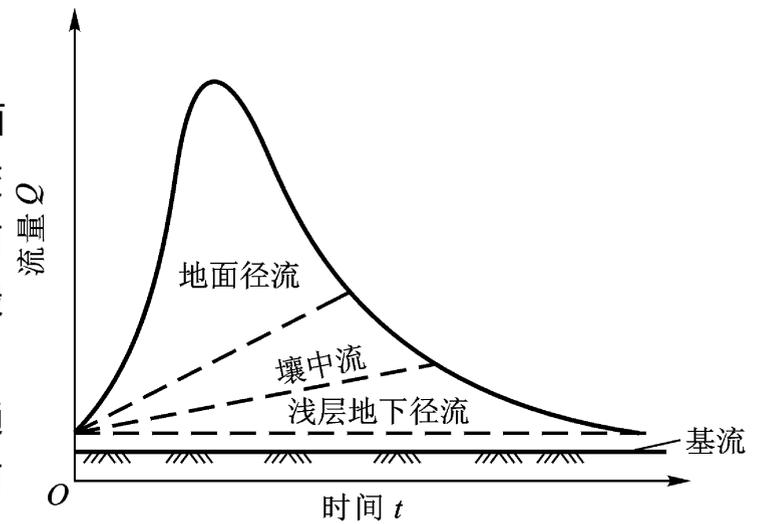


图 2 - 34 河川径流组成示意图

的雨水最终消耗于蒸发。下渗发生在降雨期间及雨停后地面尚有积水的地方,如本章第五节已述。下渗强度的时空变化很大。在降雨过程中,当降雨强度小于下渗能力时,雨水将全部渗入土壤中。渗入土中的水,首先满足土壤吸收的需要,一部分滞蓄于土壤中,在雨停后耗于蒸发,超出土壤持水力的水将继续向下渗透。当降雨强度大于下渗能力时,超出下渗强度的降雨(也称超渗雨),形成地面积水,蓄积于地面洼地,称为填洼。地面洼地通常都有一定的面积和蓄水容量,填洼的雨水在雨停后也消耗于蒸发和下渗。平原和坡地流域,地面洼地较多,填洼量可高达100毫米,一般流域的填洼水量约10毫米左右。随着降雨继续进行,满足填洼后的水开始产生地面径流,在一次降雨过程中,流域上各处的蓄渗量及蓄渗过程的发展是不均匀的,因此,地面径流产生的时间、地方有先有后,先满足蓄渗的地方先产流。

流域上继续不断降雨,渗入土壤的水使包气带含水量不断增加。土层中的水达到饱和后,在一定条件下,部分水沿坡地土层侧向流动,形成壤中径流,也称表层径流。下渗水流达到地下水水面后,以地下水的形式沿坡地土层汇入河槽,形成地下径流。因此,流域上的降水,经过蓄渗过程产生了地面径流,壤中径流和地下径流三种。

在流域蓄渗过程中,无论是植物截留、下渗、填洼、蒸散发及土壤水的运动,水的运行均受制于垂向运行机制,水的垂向运行过程构成了降雨在流域空间上的再分配,从而构成了流域不同的产流机制,形成了不同径流成分的产流过程。

(二) 坡地汇流过程

超渗雨水在坡面上呈片流、细沟流运动的现象,称坡面漫流。满足填洼后的降水开始产生大量的地面径流,它沿坡面流动进入正式的漫流阶段。在漫流过程中,坡面水流一方面继续接受降雨的直接补给而增加地面径流,另一方面又在运行中不断地消耗于下渗和蒸发,使地面径流减少。地面径流的产流过程与坡面汇流过程是相互交织在一起的,前者是后者发生的必要条件,后者是前者的继续和发展。

坡面漫流通常是在蓄渗容易得到满足的地方先发生,例如,透水性较低的地面(包括小部分不透水的地面)或较潮湿的地方(例如河边)等,然后其范围逐渐扩大。坡面水流可能呈紊流或层流,其流态与降雨强度有关,其水的运行受重力和摩阻力所支配,遵循能量守恒和质量守恒规律的侧向运动的水流,可以用水流的运动方程和连续方程来进行描述。坡面漫流的流程一般不超过数百米,历时亦短,故对小流域很重要,而大流域则因历时短而在整个过程中可以忽略。地面径流经过坡面漫流而注入河网,一般说仅在大雨或高强度的降雨后,地面径流才是构成河流流量的主要源流。

壤中流及地下径流也同样具有沿坡地土层的汇流过程。它们都是在有孔介质中的水流运动。由于它们所通过的介质性质不同,所流经的途径各异,沿途所受的阻力也有差别,因此,水的流速不等。壤中流(表层流)主要发生在近似地面透水性较弱的土层中,它是在临时饱和带内的非毛管孔隙中侧向运动的水流,它的运动服从达西定律。通常壤中流汇流速度比地面径流慢,但比地下径流快得多。壤中流在总径流中的比例与流域土壤和地质条件有关。当表层土层薄而透水性好,下伏有相对不透水层时,可能产生大量的壤中流。在这种情况下,虽然其流速比地面径流缓慢,如遇中强度暴雨时,壤中流的数量可以增加很多,而成为河流流量的主要组成部分。壤中流与地面径流有时可以相互转化,例如,在坡地上部渗入土中流动的壤中流,可能在坡地下部以地面径流形式汇入河槽,部分地面径流也可能在漫流过程中渗入土壤中流动。故有人

将壤中流归到地面径流一类。均匀透水的土壤有利于水渗透到地下水水面,形成地下径流。地下径流运动缓慢,变化亦慢,补给河流的地下径流平稳而持续时间长,构成流量的基流。但地下径流是否完全通过本流域的出口断面流出,取决于地质构造条件。

上述3种径流的汇流过程,构成了坡地汇流的全部内容,就其特性而言,它们之间的量级有大小、过程有缓急,出现时刻有先后,历时长短之差别。应当指出,对一个具体的流域而言,它们并不一定同时存在于一次径流形成过程中。

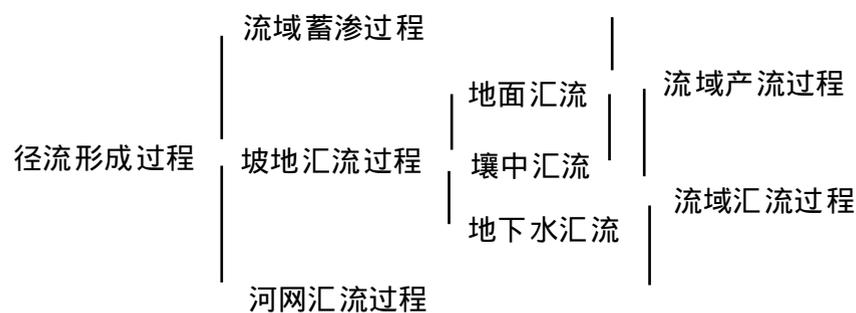
在径流形成中,坡地汇流过程起着对各种径流成分在时程上的第一次再分配作用。降雨停止后,坡地汇流仍将持续一定时间。

(三) 河网汇流过程

各种径流成分经过坡地汇流注入河网后,沿河网向下游干流出口断面汇集的过程,即河网汇流过程。这一过程自坡地汇流注入河网开始,直至将最后汇入河网的降水输送到出口断面为止。坡地汇流注入河网后,使河网水量增加、水位上涨、流量增大,成为流量过程线的涨洪段。此时,由于河网水位上升速度大于其两岸地下水位的上升速度,当河水与两岸地下水之间有水力联系时,一部分河水补给地下水,增加两岸的地下蓄水量,这称为河岸容蓄。同时,涨洪阶段,出口断面以上坡地汇入河网的总水量必然大于出口断面的流量,因河网本身可以滞蓄一部分水量,称为河网容蓄。当降水和坡地汇流停止时,河岸和河网容蓄的水达最大值,而河网汇流过程仍在继续进行。当上游补给量小于出口排泄量时,即进入一次洪水过程的退水段。此时,河网蓄水开始消退,流量逐渐减小,水位相应降低,涨洪时容蓄于两岸土层的水量又补充入河网,直到降水在最后排到出口断面为止。此时河槽泄水量与地下水补给量相等,河槽水流趋向稳定。上述河岸调节及河槽的调节现象,统称为河网调蓄作用。河网调蓄是对净雨量在时程上的又一次再分配,故出口断面的流量过程线比降雨过程线平缓得多。

河网汇流的水分运行过程,是河槽中不稳定水流运动过程,是河道洪水波的形成和运动过程,而河流断面上的水位、流量的变化过程是洪水波通过该断面的直接反映,当洪水波全部通过出口断面时,河槽水位及流量恢复到原有的稳定状态,一次降雨的径流形成过程即告结束。

在径流形成中通常将流域蓄渗过程,到形成地面汇流及早期的表层流过程,称为产流过程,坡地汇流与河网汇流合称为流域汇流过程或汇流过程。如下面模式所示。径流形成过程实质上是水在流域的再分配与运行过程。产流过程中水以垂向运行为主,它构成降雨在流域空间上



的再分配过程,是构成不同产流机制和形成不同径流成分的基本过程。汇流过程中水以水平侧向运行为主,水平运行机制是构成降雨过程在时程上再分配的过程,是构成流域汇流过程的基本机制(图2-35)。

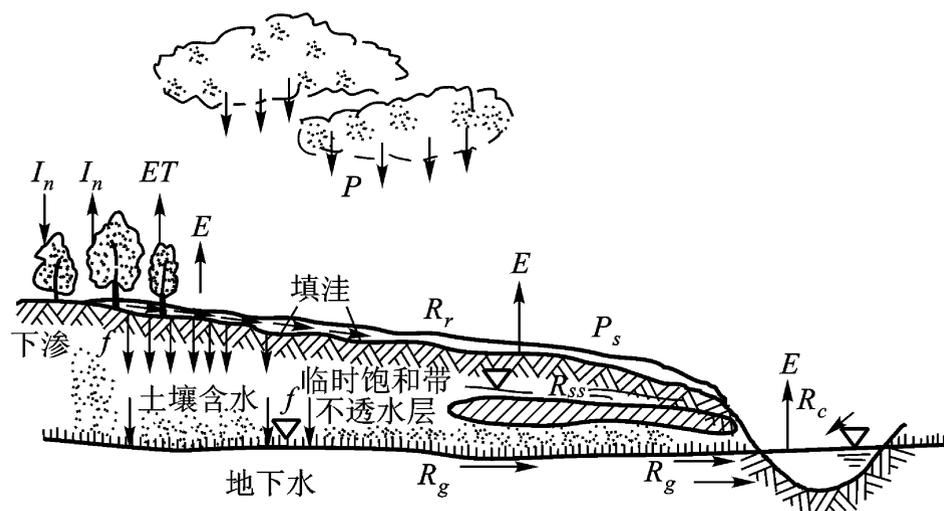


图 2 - 35 径流形成中水分垂向、侧向运行示意图

三、影响径流的因素

影响径流形成和变化的因素主要有：气候因素、流域下垫面因素和人类活动因素。

(一) 气候因素

气候因素包括降水、蒸发、气温、风、湿度等。降水是径流的源泉，径流过程通常是由流域上降水过程转换来的。降水和蒸发的总量、时空分布、变化特性，直接导致径流组成的多样性、径流变化的复杂性。气温、湿度和风是通过影响蒸发、水汽输送和降水而间接影响径流的。因此，人们称“河流是气候的产物”是不无道理的。关于降水、蒸发、水汽输送等气候因素，本章前几节已有阐述，人类活动因素则于本书第六章介绍，因此，本节着重于流域下垫面对径流影响的分析。

降水是产生径流的重要因素，但不是决定径流过程的唯一因素。出口断面流量过程线是流域降水与流域下垫面因素综合作用的直接后果，相同时空分布的降水，在不同流域所产生的流量过程具有完全不同的特性。

(二) 流域下垫面因素

流域下垫面因素包括：地理位置，如纬度、距海远近、面积、形状等；地貌特征，如山地、丘陵、盆地、平原、谷地、湖沼等；地形特征，如高程、坡度、坡向；地质条件，如构造、岩性；植被特征，如类型、分布、水理性质（阻水、吸水、持水，输水性能）等。

上述流域因素在空间上的随机组合，构成了下垫面条件的差异，这种差异足以构成产流方式（指各种径流成分产流机制的组合）及产流条件上的差异。流域中不同产流方式的空间分布及组合，便构成了流域产流机制的定态问题，是一个缓变的因素。

流域也是各种水变化因素作用下的综合体。这些因素是降雨、蒸发、下渗、土壤湿度及地下水位等的时空分布与组合。它们直接导致不同产流模式在时程上的相互转换及产流过程中产流面积在空间上的发展，它们决定了流域产流特征的变化与发展，因而构成了流域产流机制中的动态问题，这是流域产流机制中的另一个核心问题，是一个可以迅速变化的因素。

总之，径流形成过程，除了降雨条件外，另一个重要条件就是流域下垫面。只有当雨水降落在一个流域上，水的运行过程才开始，也只有通过流域的下垫面，各种垂向、侧向的运行过程才能出现，并显示出它们在径流形成中的功能。

这种功能首先表现在：同样的降水条件下，不同的下垫面可以具有完全不同的径流效应，见

图 2 - 36。该图是通过大量实测资料的综合概括。尽管降水量、强度、历时等降雨特征相同,但在不同下垫面因素组合的山坡小流域中,出现了多种多样的径流过程。其差异主要表现为:

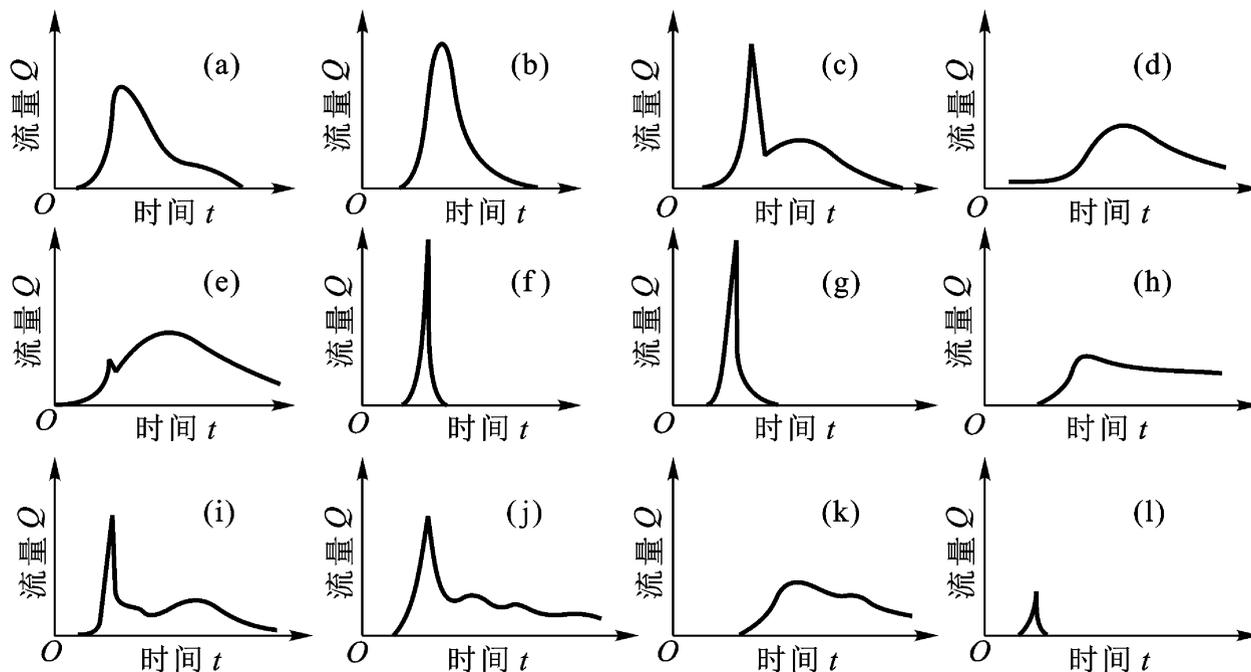


图 2 - 36 各种径流的效应示意图

流量上, 有大有小, 各不相同。

过程形态上, 有的陡涨陡落, 有的陡涨缓落, 有的缓涨缓落, 有单峰, 有双峰, 峰现时间的滞后时间长短也有差别。

从径流组成上也有明显的差别, 如图 2 - 36 中 (f)、(l) 只有地面径流、(a)、(b)、(c)、(i) 为三种径流成分组成, (e) 以壤中流为主, (d)、(j)、(h)、(k) 是壤中流与地下径流所组成。

上述径流量和过程形态上的差别, 主要是由于不同径流成分及其生成条件所决定的。出现成分、量、形的差异归根结蒂是由于流域下垫面不同的构成和特性所致。

实测资料还表明, 同一个流域下垫面条件下, 不同时期径流效应不是一成不变的。图 2 - 37

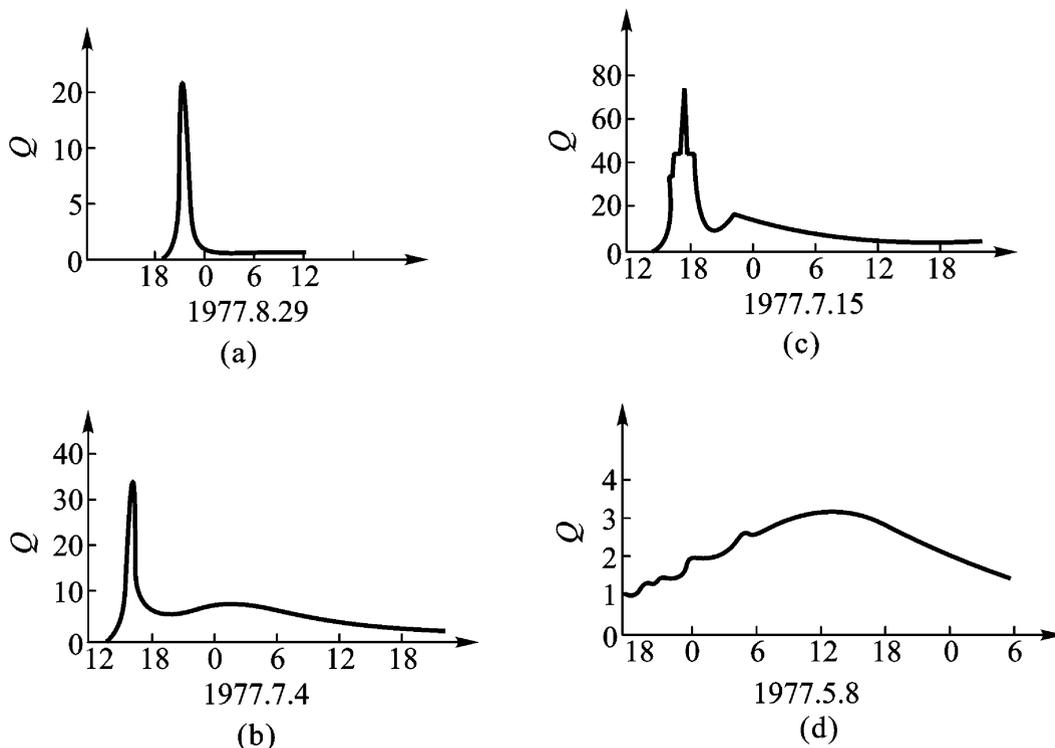


图 2 - 37 浙江省姜湾径流实验站高坞村的几种流量过程

是我国浙江省姜湾径流实验站高坞村小流域的几种典型径流过程,产生上述不同径流效应及其组成特征的原因,是下垫面的土壤水动态供水情况变化所致。虽然流域是给定的,但下垫面中土壤的湿润状况是随时变化的,前期降雨与否起很大的作用。土壤湿润程度的不同,就改变了流域对雨水的分配能力,从而产生了不同的径流效应。因此,在给定的流域中,水的运行机制的相互组合和发展,对径流效应起着主导作用。

总之,流域具有对降雨再分配的功能。图 2 - 38 充分展示了流域对降雨的再分配的功能。由图可见,流域对垂向运行的水的再分配,形成了不同径流成分;对侧向运行的水的再分配形成出口断面的流量过程。因此,相对于降水是径流的源泉来说,流域则是径流的发生场和分配场,也是径流形成中的重要因素。

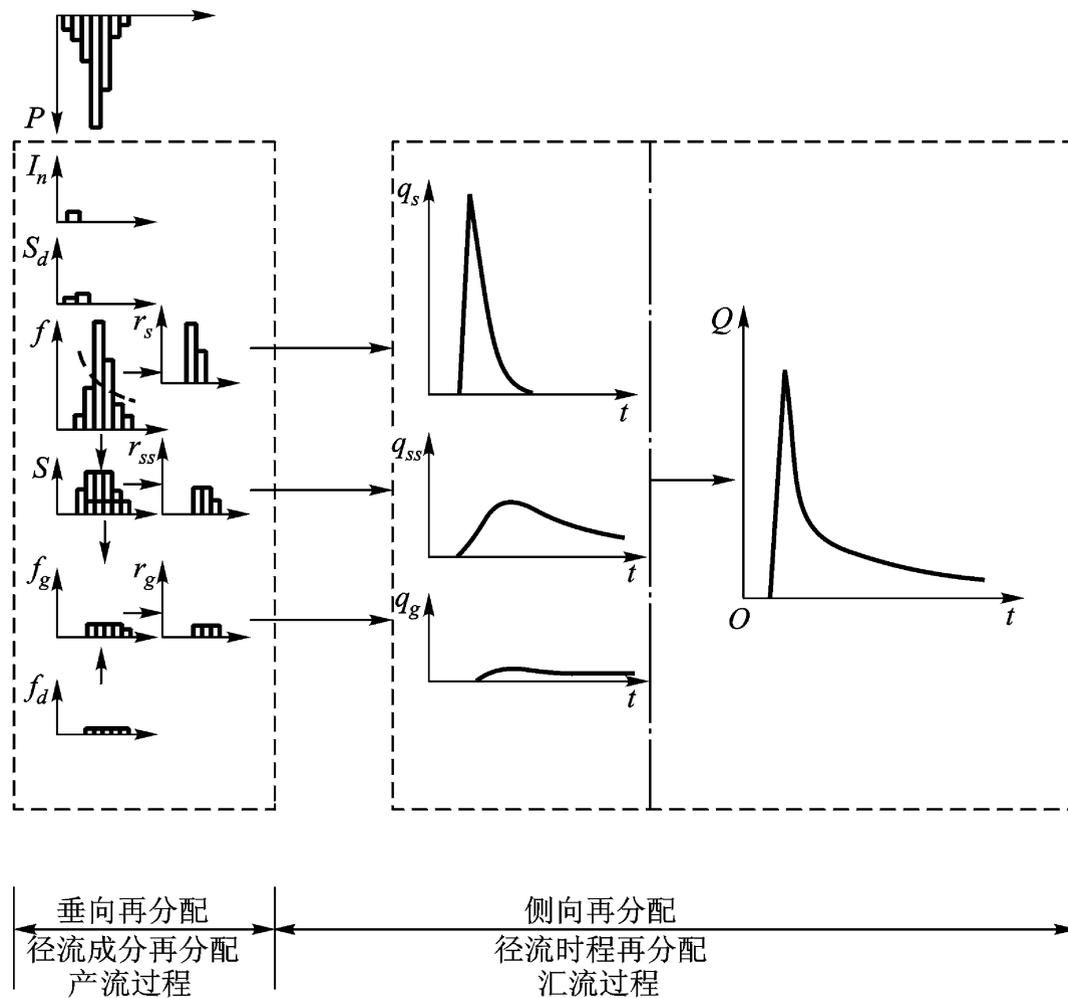


图 2 - 38 流域对降雨的再分配功能示意图

P . 降雨量; S . 土壤蓄存量; r_s . 地面产流量; q_g . 地面流量; Q . 出口断面流量; I_n . 截留量; f_g . 补给地下水量; r_{ss} . 壤中产流量; q_{ss} . 壤中流量; S_d . 填注量; f_d . 深层下渗量; r_g . 地下产流量; q_g . 地下水流量(均为单位时段的量)

(三) 人类活动的影响

人类活动对径流的影响既广泛、又深远,并且影响日趋严重。人类活动对径流的影响主要是通过改变下垫面条件从而直接或间接影响了径流的过程、径流的数量、质量的变化。有关内容见第六章。

复习思考题

1. 分析说明水循环基本过程、循环的动力与循环现象的本质。
2. 试绘制陆地水循环系统的层次结构, 说明水循环分类的依据以及内在差别。
3. 综合分析水循环的地理效应。
4. 试述水量平衡与水循环的内在关系以及水量平衡的研究意义。
5. 试分别列出一个城郊区、一块水田的水量平衡方程, 并说明它们之间的异同。
6. 分析对比水面蒸发、土壤蒸发及植物散发各自的特点以及主要影响因素。
7. 试分别列出水量平衡计算法、彭曼的综合法以及布德科的蒸发方程, 说明各自的物理意义以及适用性。
8. 何谓分子扩散、水汽通量, 简述我国水汽输送的基本特征。
9. 说明影响降水的主要因素, 分析降水历时和降水时间; 点雨量和面雨量; 暴雨和可能最大降水各自间的区别与联系。
10. 试分析面降水量 4 种计算方法的各自适用性和优缺点。
11. 试分析说明土壤下渗过程及其主要影响因素。
12. 说明非饱和下渗和饱和下渗理论的主要区别, 分析霍顿下渗公式的物理意义及适用性。
13. 径流形成过程中包括哪些子过程, 它们各有何特点?
14. 流域对降雨的再分配功能表现在哪里?

第三章 陆地表面水的组成与运动

第一节 陆地表面水的组成与结构

一、陆地表面水的组成

陆地表面的基本水源来自大气降水。从海洋上蒸发的水汽,被气流输送到陆地上空,其中一部分从陆地上空流走,形成过境气流;另一部分在陆地上空冷凝,按固、液两种形态降水。大气降水落到地表,除一部分被蒸发和入渗地下外,其余在地表形成冰川、湖泊、沼泽和河流天然地表水体,此外还有极小一部分组成了生物水。

由表 3-1 可见,陆地表面水中的 89% 是以固态冰川的水体形式分布在南极大陆,其余 6 大洲地表水的总量,仅占全球地表水的 11%,而这 11% 中有 10.16% 还是冰川水体。因此除南极洲以外,陆地表面总水量中,冰川占 92.84%,湖泊占 6.65%,沼泽占 0.43%,而河槽蓄水仅占 0.08%。

表 3-1 陆地表面水的组成

水	体	水量(万亿立方米)	占地表水总量%
冰川 与永 久积 雪	合 计	24 064.1	99.217
	南 极	21 600	89.057
	格 陵 兰	2 340	6.648
	冰 岛	83.5	0.344
	各洲山地	40.6	0.168
湖 泊	合 计	176.4	0.727
	淡 水 湖	91	0.375
	咸 水 湖	85.4	0.352
沼 泽		11.4	0.047
河 槽(蓄水)		2.12	0.009
总 计		24 254.02	100

我国地表水的组成也是如此。我国冰川总面积 58 650 平方千米,冰川总储量为 $51\,322 \times 10^8$ 立方米;湖泊面积为 718 000 平方千米,湖泊储水量为 $7\,088 \times 10^8$ 立方米,其中淡水储量为 $2\,260 \times 10^8$ 立方米,占湖水总量的 31%;沼泽面积为 1.1 万平方千米,占全国总面积的 1.15%;河流槽蓄量虽小,径流总量却与欧洲相当,全国平均年径流总量达 $27\,115 \times 10^8$ 立方米。

二、陆地表面水的结构

如前已述, 地球上的水循环可以看作为一个动态有序大系统。不仅海水、大气水、地表水、地下水各亚系统, 而且地表水亚系统内部的冰川、湖泊、沼泽、河流等子系统, 都是开放系统。它们之间都存在着频繁而密切的物质(水、沙、化学元素)与能量(热能、动能)的交换, 和水体相变转化的关系。

冰川、湖泊、沼泽、河流, 在地表水亚系统的水循环过程中, 各具有其特殊的功能。这又是由其本身的水循环的机制和特性所决定的。

河流虽然槽蓄量最小, 但河水是地表唯一的畅流液态水, 它的水循环动力机制既受热力学因素影响, 更受重力作用所控制。因而, 其交替更新的周期最短, 也即水循环的活力最强。因此它在地表水循环过程中起着上接大气水, 下通地下水, 最后联结海水的主干作用, 它是地表水循环亚系统中的主干子系统。在全球水循环大系统中, 河流则为大气、海洋、地表、地下 4 大亚系统的传递支系统。

冰川是固态降水积累演化而成的, 从静态储水量看, 是地表第一大水体。它的水循环的动力机制主要受热力学作用控制, 而地处高寒地带的冰川地区, 热力变化微弱, 因而冰川水体具有稳定少变的特征, 其水循环的活力最弱, 交替更新的周期山岳冰川为 1600 年, 而极地冰盖可达 9700 年。稳定少变的巨量冰体, 在地表水循环中发挥着储存和补给的功能, 位于高山河源地区的冰川, 在其自身的水循环过程中, 通过相变转化, 输出的液态水, 给河流提供了稳定可靠的补给水源, 成了河流水循环系统中的输入项。

湖泊与沼泽是地表洼地的滞流液态水体。其水循环的动力机制, 也是兼受热力学和重力作用控制。但由于它所处的地形条件和其它自然地理条件的限制, 大大削弱了重力作用的影响。因而, 水循环的活力较弱, 其交替更新的周期平均约 17 年, 在地表水的水循环系统中, 湖泊主要起着传递、调蓄的功能。通过其自身的水循环, 不仅起着与大气、地下和河流水体之间的传递作用, 外流区的湖泊, 更是调蓄河川径流的天然水库。

在地表水与海水交绥地区, 即河流的河口区, 它是河海传递的子系统。由于它兼受河川径流及海洋潮流等的影响, 故河口子系统有着特殊的运动变化规律。

第二节 流域产流与汇流

上一章第七节曾述及, 出口断面的流量过程线是降雨径流形成的结果, 而降雨径流的形成过程大致可分为流域产流, 流域汇流两个过程。本节将分别介绍这两个过程的基本理论与分析方法。产流、汇流理论是河流水文学的核心理论, 它是以综合分析自然现象各个因素之间的关系为基础的, 是地理水文研究的重要课题, 目前尚待完善。我们地理水文工作者责无旁贷地应该投入流域产流、汇流理论的研究中去。

一、流域产流理论

产流过程是指流域中各种径流成分的生成过程, 也是流域下垫面对降雨的再分配过程。产流实质上是流域降水后, 水在具有不同的阻水、吸水、持水和输水特性的下垫面土层中垂向运行时, “供水与下渗”一组矛盾相互作用的产物。有供水而无下渗, 例如, 雨水降在全不透水的岩

石面上,并不构成矛盾,没有产流问题,只有汇流。有供水有下渗,则不仅存在产流问题,同时也存在不同成分的径流生成问题和不同量的时间分配问题。供水与下渗的矛盾贯穿于整个产流过程中,它不仅时间上自始至终,而且在空间上贯穿于整个包气带和整个流域。

(一) 产流机制

水在沿土层的垂向运行中,供水与下渗矛盾在一定介质条件下的发展机理和过程,称为产流机制。不同的供水条件和不同的介质条件,径流的形成过程与机理各异,因而就出现不同的产流机制,呈现不同的径流特征。

1. 超渗地面径流的产流机制 是指供水与下渗矛盾发生在包气带上界面(地面)的产流机制。地面径流的形成过程是在降雨、植物截留、填洼、雨期蒸发及下渗等几个过程组合下的发展过程。它们都是在相应的作用力下垂向运行的过程。自降雨开始至任一时刻的产流过程如下式:

$$R_s(t) = \int_0^t i dt - \int_0^t i_n dt - \int_0^t e dt - \int_0^t s_d dt - \int_0^t f dt \quad (3-1)$$

式中, $R_s(t)$ 、为 t 时刻地面径流深; i 、 i_n 、 e 、 s_d 、 f 分别为降雨强度、截留率、蒸发率、填洼率、下渗率(毫米/分)。

上式右方降水是收入项,其余为损失项。由式可见降水是产流的必要条件。流域上有降水产流才有可能。但降水并非只是产流的唯一条件,只有满足了植物截留、蒸发、填洼和下渗的损失,才具备产生地面径流的充分条件。如前所述,上述损失项中,植物截留量、雨期蒸发量、填洼量一般较小,而下渗量一般较大、而且变化幅度也很大,它从初渗到稳渗、在时程上具有急变特性,空间上具有多变的特性。由于降雨特性和下渗特性的不同,下渗量可占降水量的百分之几到全部。因此,下渗在地面径流的产流过程中具有决定性的作用。前式中忽略雨期蒸发和填洼损失项,并微分可得:

$$\frac{dR_s(t)}{dt} = r_s(t) = i(t) - f(t) \quad (3-2)$$

式中, r_s 为地面径流产流率(毫米/分)。

从上式可见,地面径流是供水与下渗矛盾发展的产物。

只有当 $i > f$ 时,才能产生地面径流。因此降雨强度大于下渗率是产生超渗地面径流的充分条件。

应当指出:同一种土壤情况下,土壤干燥时,下渗能力强,产生超渗降雨所需的降雨强度也大。土壤湿润时,下渗能力小,产生径流所要求的降雨强度也小。在同一降雨强度下,由于先后土壤含水量的变化,地面径流的产流率是不同的,在同一下渗能力下,尽管降水量相同,如果雨强不同,所产生的径流量也是不同的。

综上所述,超渗地面径流产生的前提条件是:产流界面是地面(包气带的上界面);必要条件是要有供水源(降水);充分条件是降雨强度要大于下渗能力。三者都具备才能产生超渗地面径流。

2. 壤中径流的产流机制 壤中径流发生于非均质或层次性土壤中的透水层与相对不透水层界面上,它可以发生在饱和水流情况下,也可以发生在非饱和水流情况下,一般前者是主要的,是形成洪水径流的主要部分。

假定在稳定的供水情况下,下垫面为两种不同质地的土壤所构成,上层为粗质地土壤,下层

为相对较细的土壤层,则上层容重小于下层,而上层的毛管传导度、饱和传导度及下渗率均大于下层。现以小于或等于上层饱和传导度的降雨强度向上层供水,则上层土壤中最终会呈现以毛管传导度等于该降雨强度的水的分布剖面,并按此值向下渗透水。在下层,由于土质细,传导能力较小,即使在饱和情况下,也要比上层供水率小得多。当上层水流渗达两层交界面时,因下层传导度小于上层,故在交界面上形成饱和积水,当上层土壤含水量大于其田间持水量时,在下层(相对隔水层)界面上形成自由水,并随上层的继续供水,积水层增厚,形成临时饱和水带,从而形成壤中径流(图3-1)。

两土层界面以上的水量平衡方程为:

$$W(t) = W(0) + \int_0^t f_A dt - \int_0^t f_B dt - \int_0^t r_{ss} dt \quad (3-3)$$

式中, $W(t)$ 、 $W(0)$ 分别为该层的 t 时刻和起始时刻的含水量; r_{ss} 为壤中径流的产流率; 余同前。

只有当形成临时饱和带时,才能构成壤中径流的生成,即当土壤含水量大于田间持水量后,后继下渗水流才能形成自由水。对临时饱和带来说,当土壤含水量大于田间持水量时,取 $W_t = \text{const} = \text{田间持水量} \times \text{临时饱和带的厚度}$ 的乘积。

$$\frac{dW_t}{dt} = 0 \text{ 时}$$

开始形成壤中流,对前式积分则:

$$\frac{dW_t}{dt} = f_A - f_B - r_{ss} = 0 \quad (3-4)$$

故

$$r_{ss} = f_A - f_B \quad (3-5)$$

式中 f_A 相当于向界面供水。

壤中径流的产生也符合供水与下渗矛盾规律,其产流条件是: 要有供水、即上层有下渗水(必要条件); 要有比上层下渗能力小的界面(前提条件); 供水强度要大于下渗强度(充分条件); 产生临时饱和带,还要具有产生侧向流动的动力条件,即坡度及水流归槽条件(充分条件)。

壤中径流的产生与降雨强度没有直接关系,它只取决于上层的下渗率。当降雨强度小于上层下渗率时,只要上层下渗率大于下层下渗率,形成临时饱和带,即可产生壤中径流,而且此时只有壤中径流而无地面径流。当降雨强度为最大,上层下渗率次之,下层下渗率最小时,既有地面径流,又有壤中径流发生。

3. 地下径流的产流机制 地下径流的产流机制是指包气带较薄、地下水位较高时的地下水产流机制。地下径流的产流同样也服从供水与下渗矛盾的产流规律。其产流条件基本与壤中径流相同,只是其界面为包气带的下界面,如图3-2除了可以发生在非均质或层次性土壤层

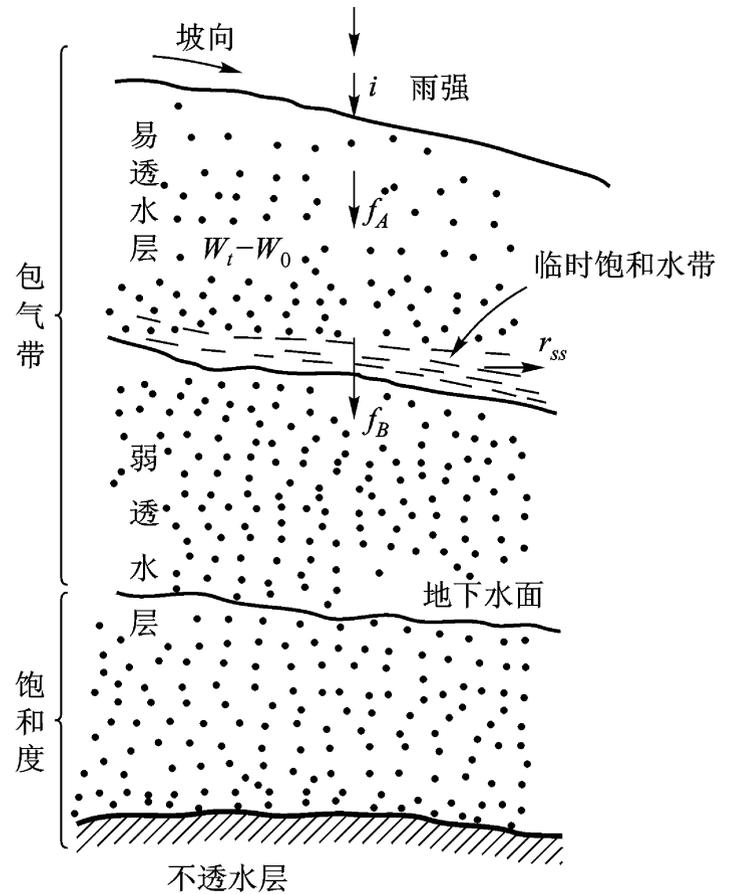


图3-1 壤中流形成示意图

中外,也可以发生于均质土层中,或风化裂隙岩层中。取常年稳定的浅层地下水位为基准,雨后,由上层补给水量而使水位升高的蓄水部分,就等于地下径流产流量。对于均质土层的水量平衡则有:

$$W_t = W_0 + \int_0^t f_c dt - \int_0^t r_g dt \quad (3-6)$$

式中, f_c 为稳定下渗率; r_g 为地下径流产流率, 余同前。

对于非均质层则有:

$$W_t = W_0 + \int_0^t f_c dt - \int_0^t r_{ss} dt - \int_0^t r_g dt \quad (3-7)$$

当产生地下径流时,同样要形成临时饱和水带,即当土壤含水量大于田间持水量时产生自由水,此时 W_t 为常数,则

$$\frac{dW_t}{dt} = f_c - r_g = 0$$

故有 $r_g = f_c$ (均质土壤)

当 $\frac{dW_t}{dt} = f_c - r_{ss} - r_g = 0$

则有 $r_g = f_c - r_{ss}$ (非均质土壤)

天然条件下,当地下水位较高时,壤中径流与地下径流实际上难以截然分开,通常将两者合并作为地下径流考虑。

与壤中径流产流情况一样,降雨强度小于上层土壤下渗能力,甚至小于稳定下渗率时,只要包气带下缘形成临时饱和带,同样可以产生地下径流。

4. 饱和地面径流产流机制 饱和地面径流产流机制是在表层土壤具有较强透水性情况下的地面产流机制。在天然情况下、绝大多数降雨强度都不能满足表层土壤的下渗能力,故通常不易形成超渗产流的条件,但在下层有相对弱透水层存在时,当雨强虽小于上层下渗率但大于下层下渗率,就可以形成壤中流。随着壤中流积水的增加,继续下雨终将达到地面,即包气带全部变成临时饱和水带,此时,后继的降雨所形成的积水将不再是壤中流,而是以地面径流的形式出现,这种地面径流称为饱和地面径流,如图 3-3。由此可见,饱和地面径流生成的重要特征是:控制地面径流发生的并不是上层土层本身的界面和下渗能力,而是其下相对不透水层的界面和下渗能力,以及上层土层本身达到全层饱和的蓄水量。水量平衡方程为:

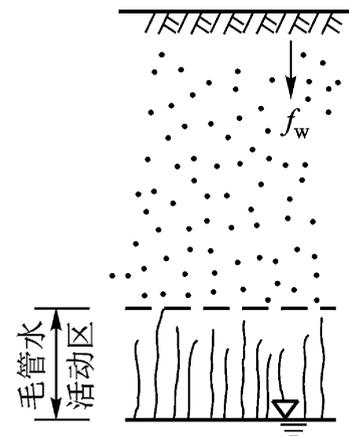


图 3-2 地下径流产流机制

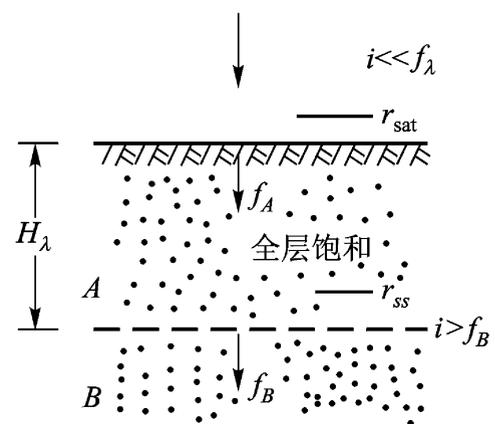


图 3-3 饱和地面径流产流机制

$$W_t = W_0 + \int_0^t i dt - \int_0^t f_B dt - \int_0^t r_{ss} dt - \int_0^t r_{sat} dt \quad (3-8)$$

式中, r_{sat} 为饱和地面径流产流率, 余同前。

当全层饱和时, $W_t = W_s H_A = \text{const}$, 则

$$\frac{dW_t}{dt} = 0$$

对前式微分, $\frac{dW_t}{dt} = 0 = i - r_{ss} - f_B - r_{sat}$

则 $r_{sat} = i - (r_{ss} - f_B)$ (3-9)

饱和地面产流基本上也服从供水与下渗的矛盾规律, 其产流条件也必须有: 供水、界面供水强度大于下渗强度及形成饱和积水带。只是此时其界面不是地面, 而是下层弱透水层的上界面, 它的饱和带必须达到上层土层的全部饱和。

图 3-4 为美国北卡罗来纳州的小流域, 1965 年 9 月 24 日暴雨期间 3 个地下水测井及地面径流资料。测井分别位于 60 米(3 号)、140 米(4 号)、300 米(5 号)处, 井底均为基岩。地下水位提供了周围土壤饱和情况的资料。本次暴雨期间流量一直很小, 3、4 号井地下水位从降雨开始一直随降雨

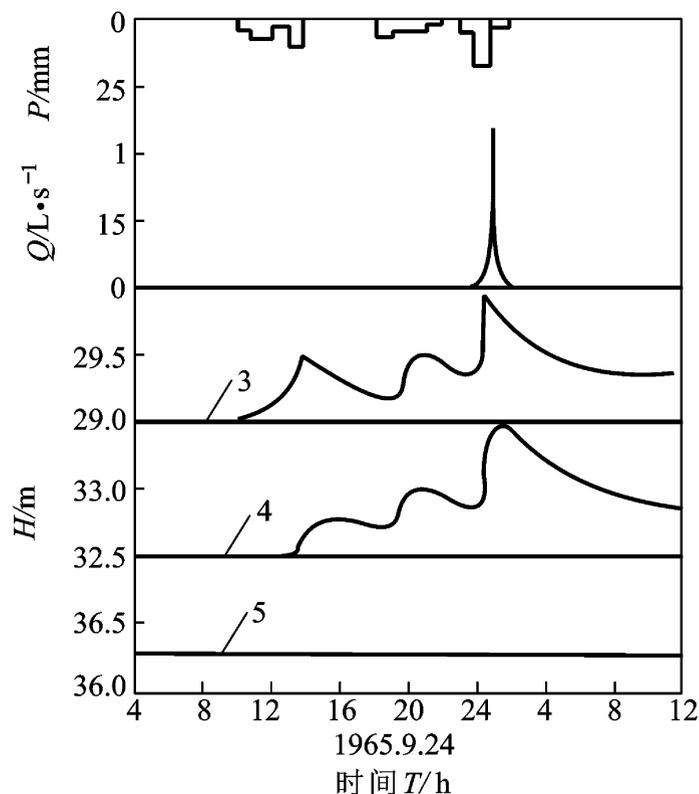


图 3-4 北卡罗来纳州小流域 1 的实测降雨、流量及地下水位过程
3、4、5. 测井编号

起伏, 最后一次较大的降雨, 3 号井水位达到地面, 与此同时, 河槽中出现了地面径流过程, 洪峰流量为 36.82 升/秒。这是饱和地面产流的典型例子, 这类产流情况我国不少地区也出现过。

上述四种产流机制可概括出共同规律: 首先是任何产流机制其首要条件是要有供水, 对地面径流是降水, 对其他径流则是由上而下的下渗水流。 不仅有供水, 而且要有足够的大于下渗率的供水强度。对超渗地面径流, 则降雨强度大于上层土壤下渗率; 饱和地面径流降雨强度大于下层土壤下渗率; 壤中径流, 则上层土壤下渗率大于下层土壤的下渗率; 对地下径流, 则要稳定下渗率大于地下水的下渗率。 对壤中流和地下径流, 则还需要在界面上产生临时饱和带; 对饱和地面径流, 还必须达到表层全层饱和, 才具备了产流的充分条件。 不管哪种产流, 都要有侧向运行的动力, 如水力坡度、水流归槽的条件等。 无论哪种产流, 都是发生在包气带的某些界面上。包气带上界面产生地面径流; 中界面产生壤中流和饱和地面径流; 下界面产生地下径流。这些界面并不是任意界面, 而是使供水和下渗矛盾激化的界面。它们的存在构成了不同产流机制, 产生不同径流。故有的学者, 将这种产流机制概括为“界面产流规律”, 因为它比较准确地反映了各种产流机制的物理实质及共同规律。

(二) 流域产流方式

自然情况下, 某流域存在哪一种、或哪几种产流机制, 是与当地的下垫面状况密切相关的。一般地说流域面积很小的小支流, 它可能仅处于其干流的一侧山坡上, 则往往只有一种产流机制。但在较大的流域中, 其下垫面空间分布具有差异性, 则可能是多种产流机制的组合。我们

称这种产流机制的组合为产流方式, 产流方式决定了流域产流的基本特征。常见的大流域的产流方式主要有以下 3 种。

1. 超渗产流方式 超渗产流方式遵循超渗地面径流产流机制。超渗产流主要发生在地下水埋藏深、包气带厚度大、土壤透水性差、植被也较差的丘陵区或干旱地区。这里土壤含水量经常较低, 在通常的降水条件下, 下渗湿润锋面范围很小, 一般在 0.5 米以内, 达不到整个包气带的厚度(图 3-5)。超渗产流最基本的特点是: 降雨强度大于下渗强度时才产生地面径流, 而径流量与产流面积并不是随降雨的继续而增长, 而是有增有减, 径流量与产流面积主要与降雨强度与下渗能力有关, 即一次降雨过程取决于 $i(t)$ 与 $f(t)$ 的相互关系, 其产流量为:

$$R_s = \int_{t=0}^{t=n} (i - f) \quad (3-10)$$

或 $R_s = P - F$

当起始土壤含水量为已知时, 则

$$W_B - W_0 = F$$

式中 W_B 、 W_0 分别为雨末及雨前土壤含水量。

2. 饱和产流(蓄满产流)方式 饱和产流方式又可有几种情况。其一为包含饱和地面径流、壤中径流及地下径流三种产流机制的类型; 其二为包含饱和地面径流与壤中径流两种产流机制的类型; 其三为包含饱和地面径流与地下径流两种产流机制的类型。从产流机制一节中已知单纯饱和地面径流产流机制是无法单独存在的。不管上面哪一种类型, 饱和产流方式共同性是多发生在包气带较薄、植被较好、土壤透水性强、下渗强度大的地区。其特点是土壤比较湿润, 且接近地下水水面有毛管水带, 土壤层含水量较小, 一次降水下渗锋面很容易与毛管水建立水力联系, 包气带很容易达到饱和。包气带饱和后, 下渗趋于稳定, 稳定下渗的水量 f_c 产生地下径流, 逐渐补给河流, 降雨强度超过稳定下渗率部分的水量产生地面径流。设包气带最大蓄水量为 W_m , 降水前的含水量为 W_0 , 则下渗损失量为 $(W_m - W_0)$, 降雨量大于 $(W_m - W_0)$ 为产流条件, 对于一个流域而言, 包气带的最大蓄水量 W_m 是基本不变的, 因此, 降水量和土壤雨前含水量就是决定性的因素了(图 3-6)。饱和产流量可根据水量平衡原理由下式求得:

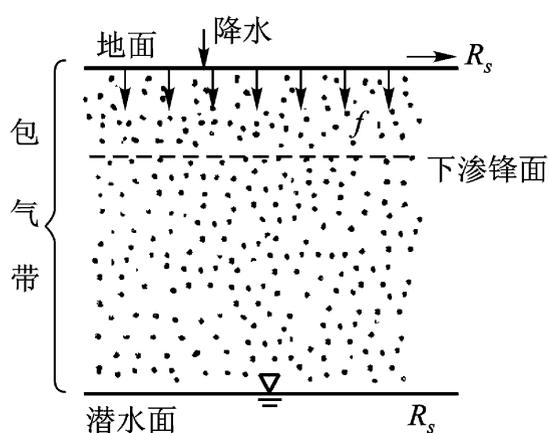


图 3-5 超渗产流示意图

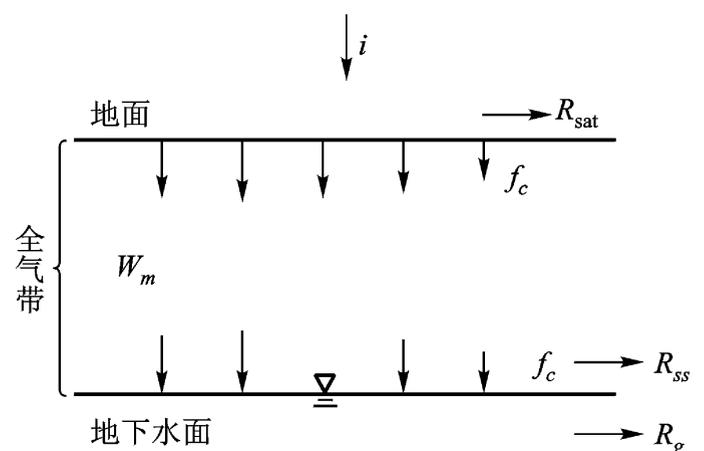


图 3-6 饱和产流示意图

$$R = R_i = R_{sat} + R_{ss} + R_g = P - W_m + W_0 \quad (3-11)$$

式中, R_{sat} 、 R_{ss} 、 R_g 分别为饱和地面径流、壤中流和地下径流; P 为降水量; W_m 为包气带土壤最大蓄水量; W_0 为包气带土壤雨前含水量。

这里的产流量包括了各种径流成分的总和。

饱和产流的主要特点是: 先满足包气带最大蓄水容量的地方先产流; 一次降雨过程中, 随着降雨的继续, 产流面积不断增大, 产流量也相应增大; 对同一降水量, 包气带起始蓄水量大, 则产流量也大, 反之产流量也小; 当未满足流域的最大蓄水容量以前, $\frac{dR}{dP} < 1$, 满足以后 $\frac{dR}{dP} = 1$ 。

超渗产流与饱和产流的区别在于: 前者决定于降雨强度, 而与降雨量大小关系不大, 后者决定于降雨量的大小, 与降雨强度无关; 一般来说湿润地区以饱和产流为主, 干旱地区以超渗产流为主。当然这种情况并不是一成不变的, 湿润地区久旱初雨时, 也可能发生超渗产流, 而干旱地区多雨季节也能发生饱和产流, 一些地区还会形成两种产流方式交替出现的情况。

3. 超渗与饱和产流交替型方式 产流方式的划分虽然主要取决于下垫面的构成, 然而有时在一定的下垫面条件下, 也会发生由于供水及下垫面水分情况的改变等因素而导致产流机制及产流方式发生改变的现象。

这种方式主要发生在包气带厚度约 2—4 米左右, 土壤透水性中等, 年内及多年降水量很不均匀, 且地下水位变幅较大的地区(图 3-7)。在干旱期, 地下水位较低, 降雨以超渗地面径流的产流机制为主。汛期到来, 雨水比较集中, 地下水位升高, 有时甚至可上升至地面, 则转变为以饱和地面径流的产流机制为主。这种交替式的产流方式在自然界也较普遍。图 3-8 为肯尼亚的克码克流域的流量过程。其转换规律是, 在年内, 汛前以超渗产流为主, 汛期及汛后初期以饱和产流为主, 枯季又以超渗产流为主。在多年变化上, 少水年以超渗产流为主, 丰水年以饱和产流为主。实际上大部分流域产流都属混合交替型。

干旱期 → 湿润期
以 R_s 为主 ← 以 R_{sat} 为主

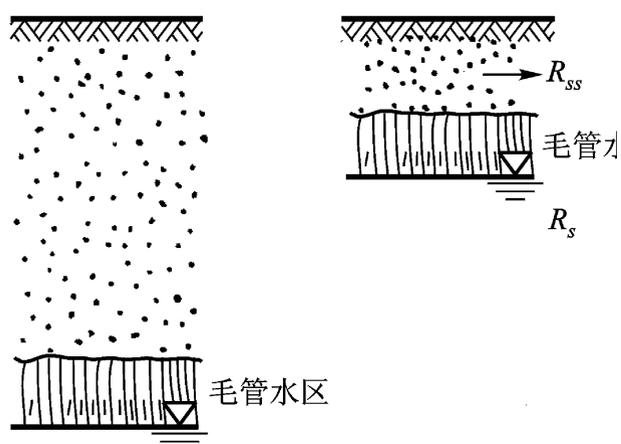


图 3-7 R_s R_{sat} 型示意图

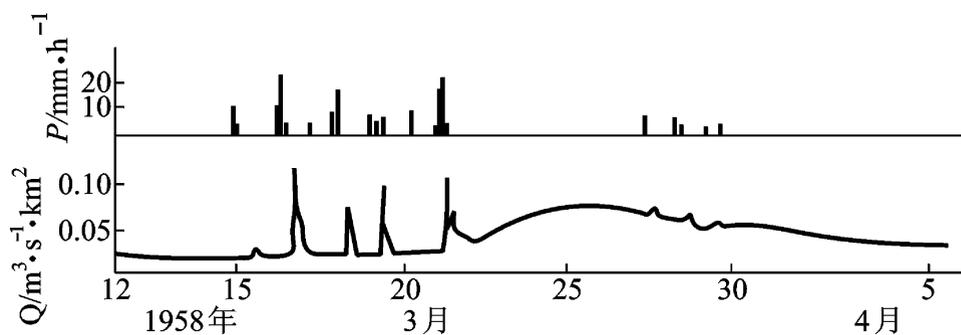


图 3-8 肯尼亚的克码克流域(0.52 km²)干旱后几次暴雨后的流量过程[休利特(Hewlett), 1962]

此外, 在一些特殊下垫面地区, 例如岩溶地区、水稻梯田地区、玄武岩承压水区, 及三角洲圩田区等, 其产流机制与方式均有其特殊性, 有关院校及研究单位正在开展这方面的研究, 并已取得了一些成果。

4. 我国一些地区的产流方式 我国淮河以南, 雨量比较丰沛的湿润地区, 大体上是以饱和地面产流类型为主, 这些地区的年径流系数一般在 0.5 左右, 或更大一些。当然其中一些植被较差、包气带较厚的地区也会出现超渗地面产流类型。在我国东北, 例如, 松花江流域, 尽管年降水量只有 450—550 毫米, 但由于有冻土及永冻土带存在, 在一些森林茂密的流域, 那里土层覆盖薄, 表土疏松, 下渗能力大, 降雨相对集中, 因此亦以饱和地面产流为主。

我国西北地区, 气候干燥, 土层厚, 地下水埋藏较深, 多具有超渗地面产流型的特征。但在高原草地和沼泽地带, 或有常年积雪补给的地区, 也会以饱和地面产流为主。

华北、东北的西南部, 一般均以超渗地面产流居多。但对部分植被差的土石山区, 具有一定风化层或裂隙发育的地方可能会出现壤中流(浅层裂隙水流), 而呈现超渗径流和壤中径流复合型的产流特征。

在滨海平原, 由于地势低洼, 地下水埋深浅, 以及由于年内降水分配不均等, 多出现超渗与饱和产流交替(变换)型。我国淮北地区由于包气带较厚, 年内和多年降水分布不均, 也呈超渗、饱和产流交替型。

由上可见, 下垫面构成的特性, 虽然是决定流域产流方式的主导因素, 而降水特性, 包括雨量、雨强、变率等也是影响流域产流方式的重要因素。

二、流域汇流分析

(一) 流域汇流过程与汇流时间

流域上各处产生的各种成分的径流, 经坡地到溪沟、河系, 直到流域出口的过程, 即为流域汇流过程。通常可以把流域分成坡地及河网两个基本部分, 因此流域汇流也可以分为坡地汇流与河网汇流两部分。一般说, 河网长度远大于坡面长度, 河网中的汇流速度也远大于坡面汇流速度, 因而河网汇流更为重要。坡地汇流又有地表汇流和地下汇流两个途径。因此, 流域出口断面的水文过程线, 通常是由槽面降水、坡地表面径流, 坡地地下径流(包括壤中流和地下径流)等水源汇集到流域出口断面形成的, 见图 3-9。

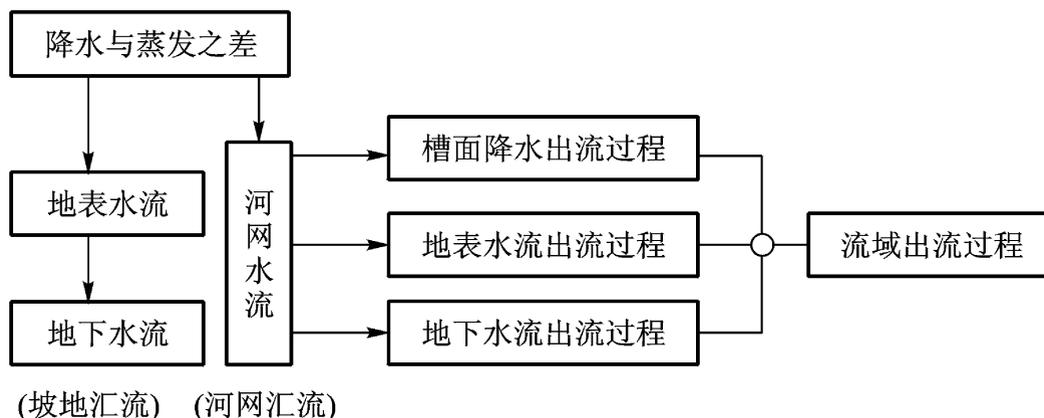


图 3-9 流域汇流过程框图

不同水源由于汇集到流域出口断面所经历的时间不同, 因此, 在出口断面洪水过程线的退

水段上,表现出不同的终止时刻。由图 3 - 10 可见槽面降雨形成的出流终止时刻最早(t_r),坡地地面径流的出流终止时刻 t_s 较次,坡地地下径流形成的出流终止时刻 t_g 最迟。

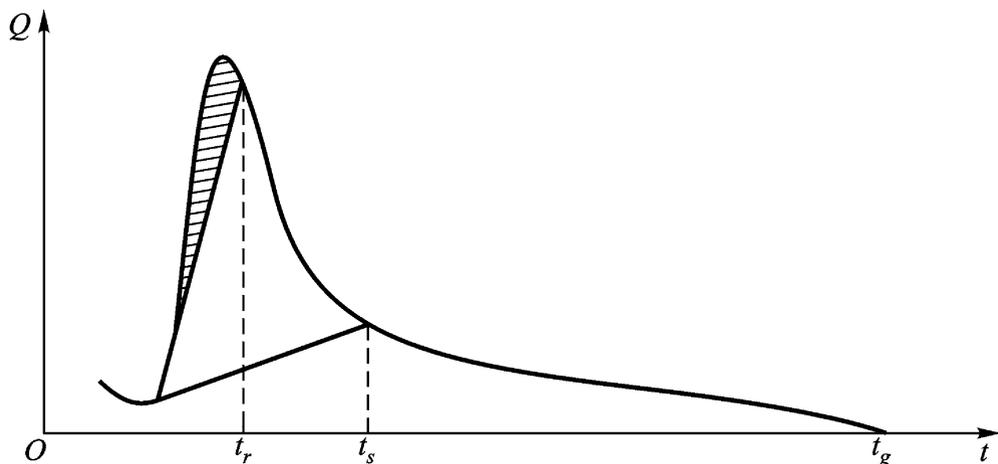


图 3 - 10 不同水源在退水段上的终止时刻

同一种水源,位于流域上不同地点的水质点,由于路径及流速不同,也具有不同的汇流时间。因此在流域汇流的研究中,经常使用最大汇流时间、流域滞时及流域平均汇流时间等术语。最大流域汇流时间是指流域中路径最长的水质点流到出口断面的时间,可按下式近似计算。

$$\tau_m = \frac{L_m}{\bar{V}} \quad (3 - 12)$$

式中, L_m 为从流域出口断面沿河向上至流域分水线的最长距离, \bar{V} 为流域平均流速。

流域滞时是指流域出口断面洪水过程线的形心出现的时间与净雨过程的形心出现时间的间隔,即滞后的时间,见图 3 - 11。可用下式表示:

$$k = v_1(Q) - v_1(I)$$

式中, $v_1(Q)$ 为流域出口断面洪水过程线的形心的时间坐标; $v_1(I)$ 为净雨过程线形心的时间坐标。

如果流域各处流速变化不大,则流域滞时大体相当于流域平均汇流时间,并可按下式计算:

$$k = L_0 / \bar{V} \quad (3 - 13)$$

式中, L_0 为流域形心到流域出口断面的距离。

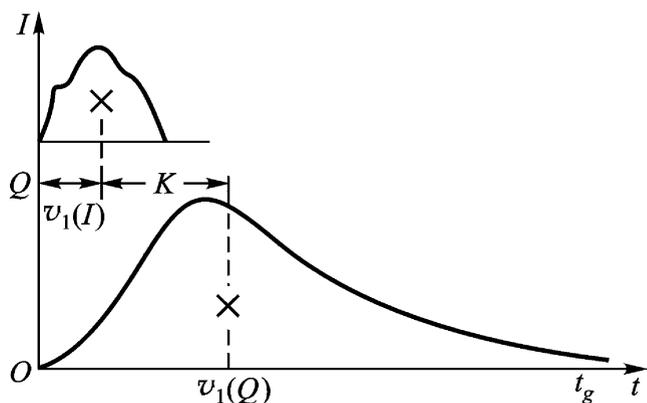


图 3 - 11 流域滞时定义图

(二) 流域汇流系统分析

对流域汇流系统来说,系统的输入是净雨过程,系统的输出是出口断面洪水过程,系统的作用是流域调蓄作用,如图 3 - 12 所示。按照系统术语,流域出口断面的洪水过程线又可称为流

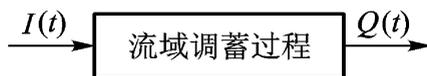


图 3 - 12 流域汇流系统示意图

域对其净雨输入过程的响应,简称流域响应。两者之间的关系约为:

$$Q(t) = [I(t)] \quad (3 - 14)$$

式中, $Q(t)$ 为流域响应, 即出口断面洪水过程线; $I(t)$ 为流域的净雨输入过程; 为系统算子。

系统算子是表示系统输入和输出之间的运算关系。故上式的含义是: 对系统输入 $I(t)$ 施行一定的运算就得到系统的输出。

流域汇流系统的系统算子取决于流域的调蓄作用。如图 3 - 13 所示, 在 dt 时段内进入流域的水量是净雨量 $I(t) dt$, 而流出流域的水量是出流量 $Q(t) dt$, 涨洪时, 由于 $I(t) dt > Q(t) dt$, 时段 dt 内流域蓄水量增加, 反之落洪时由于 $I(t) dt < Q(t) dt$, 时段 dt 内流域蓄水量将减少, 这就是流域的调蓄作用。

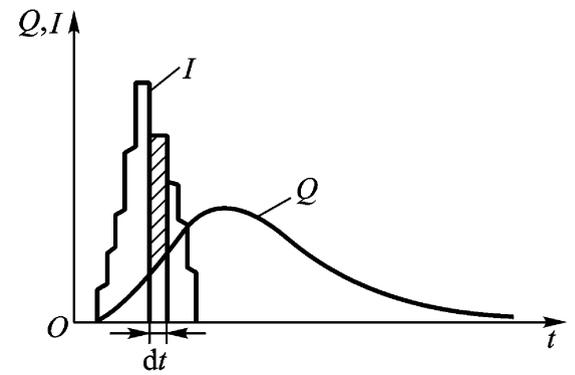


图 3 - 13 流域调蓄作用

导致流域调蓄作用的物理原因为: 降水并非从一个地点注入流域, 而且流域各种糙率、坡度等水力条件也不同, 各处水质点的速度各异, 因此降落在距出口断面较远的, 或流速较慢地段的水质点, 必须暂时滞留在流域中而引起流域蓄量的变化。

流域汇流系统可划分为线性和非线性两类。一个流域汇流系统, 如果既满足叠加性, 又满足均匀性, 则称之为线性流域汇流系统, 否则称为非线性流域汇流系统。

叠加性是指几个输入之和产生的总的系统输出, 等于每个输入所产生的系统输出之代数和, 即

$$\sum_{i=1}^n I_i(t) = \sum_{i=1}^n I_i(t) \quad (3 - 15)$$

故叠加性意味着一个输入的存在并不影响其它输入所产生的输出, 因此它实际上是互不干扰的。

均匀性是指若将输入的 n 倍施加于系统, 则其所产生的输出等于原输入产生的输出的 n 倍, 即:

$$[nI(t)] = n [I(t)] \quad (3 - 16)$$

均匀性也称倍比性。

线性流域汇流系统又有时不变和时变之分。如果系统算子中所包含的参数均为常数, 则称为线性时不变流域汇流系统, 反之, 如果系统算子中所包含的参数至少有一个随时间而变化, 则称为线性时变流域汇流系统。

(三) 流域汇流的影响因素

1. 降水特性的影响 暴雨中心的空间分布及其移动方向的影响, 不同降水强度反映了对流域汇流的不同供水强度。对相同降雨量来说, 雨强越大, 降雨损失量越小, 产流越快, 洪峰流量越大, 流量过程越尖瘦, 如图 3 - 14。如果暴雨中心分布越近于下游, 则汇流历时越短, 洪峰出现时间越早, 峰量越大, 峰形越尖瘦。暴雨中心从上游往下游移动比从下游往上游移动的洪水, 汇流更快, 峰量更大, 更易引起中下游洪水的泛滥, 如图 3 - 15。

2. 流域的地形坡度的影响 地形坡度越陡, 汇流速度越快, 汇流时间越短, 地面径流的损失量就越小, 流量过程线越尖瘦。

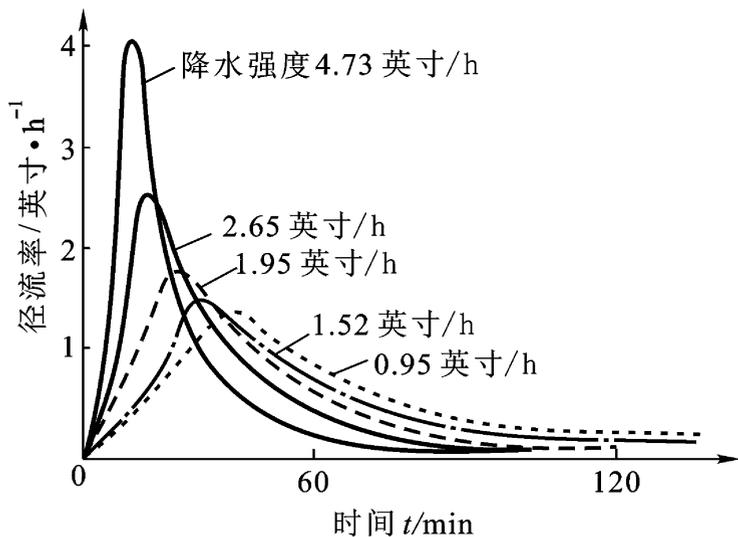


图 3-14 从净雨开始后的时间(分钟)

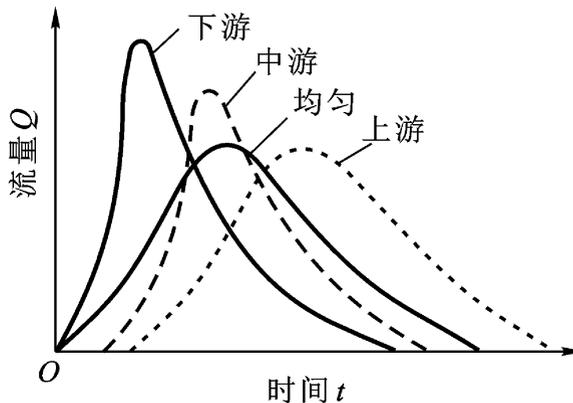


图 3-15 暴雨中心位置对流域汇流的影响

3. 流域形状的影响 在其他条件相同时,不同的流域形状会产生不同的流量过程。狭长形的流域汇流时间较长,径流过程平缓;扁形流域因汇流集中,洪水涨落急剧,峰形尖瘦,图 3-16。

4. 水力条件的影响 在畅流条件下,水位越高、流速越快,汇流历时越短,峰量越大,因而峰形越尖瘦,如图 3-17。

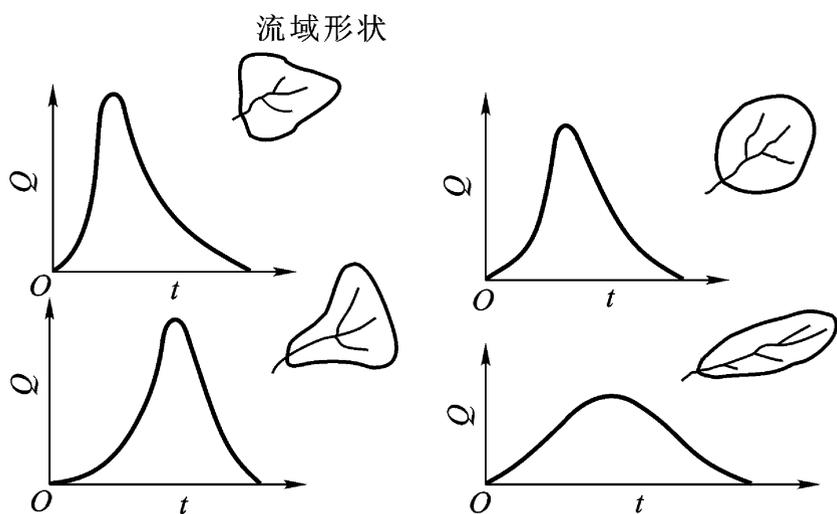


图 3-16 流域形状对流域汇流的影响

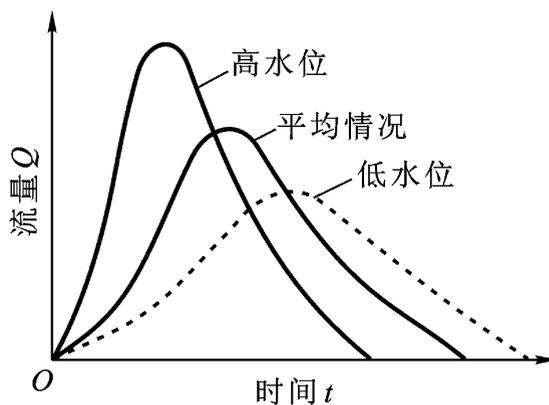


图 3-17 水力条件对流域汇流的影响

三、流域产、汇流计算与模型简介

(一) 流域产汇流计算方法

现行的流域产汇流量的计算方法很多,现简要介绍以下几种:

1. 下渗曲线法 这是运用降雨过程和下渗曲线资料推求产流量的一种方法。将降雨过程 $i(t)$ 及给定起始土壤含水量下的下渗曲线 $f(t)$,按时序逐段进行比较计算,如图 3-18 所示:

$$\text{当 } i > f \text{ 时, } R_s = i - f$$

$$\text{当 } i < f \text{ 时, } R_s = 0$$

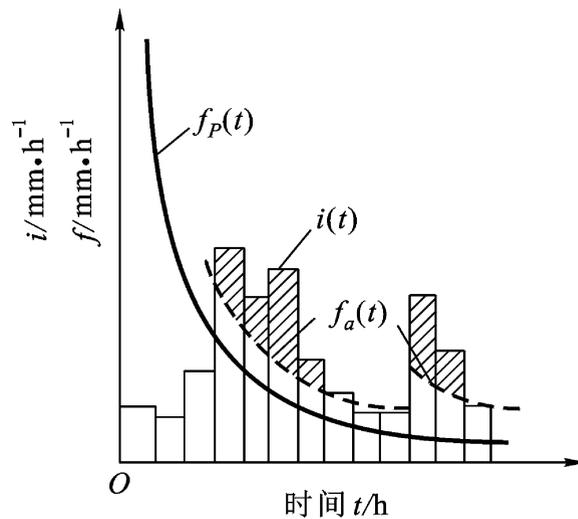


图 3-18 用下渗曲线推求产流量

则次洪水径流量为:

$$R_s = \sum_{i=1}^n (i t - f t) \quad (3-17)$$

该方法的缺点是人为地划分时段, 降雨强度有时失真, 此外, 它没有考虑面积的大小及变化。

2. 径流系数法 一次降雨产生的径流量和降雨量的比值, 称为本次降雨的径流系数, 即 $a = \frac{R}{P}$, 影响径流系数的因素很多, 它综合反映了降雨形成径流过程中总损失的大小。用径流系数求产流量时, 只需把降雨量乘以径流系数即得。一般可将各地区的径流系数制成等值线图供查用。此方法是一种粗略估算的方法, 精度较差。

3. 降雨径流关系法 将降雨量、产流量及其主要影响因素, 通过一定的图线关系表达出来, 便于实际查算应用。它主要是由实测数据点绘出的经验关系, 例如降雨径流关系曲线等(图 3-19)。根据饱和产流计算公式(公式 3-11), 当 $W_m = W_0$ 时, 有 $R = P$, 因而是一条 45° 角的直线。如果开始降雨时, 全流域各点的蓄水量 $W_0 = 0$, 当 $P < W_m$ 时, 产流面积小于流域面积, 此时径流系数 a 较小, 曲线坡度较大。随着降雨量的增大, 产流面积逐渐增大, 同时径流系数也随之增大, 曲线坡度则相应减小, 于是 $W_0 = 0$ 的 $P \sim R$ 关系曲线的下部即 $P < W_m$ 时的曲线下弯, 当 $P > W_m$ 时, 全流域面积产流, 这时 $dR = dP$, 曲线坡度等于 1, 曲线变成夹角为 45° 的直线, 其截距为 W_m 。不同的 W_0 有不同的 $P \sim R$ 曲线, 取一组 W_0 便有一簇 $P \sim R$ 曲线。根据这一簇 $P \sim R$ 相关图, 用现时的降雨 P 和有关参数, 可从相关图上直接查得径流量。

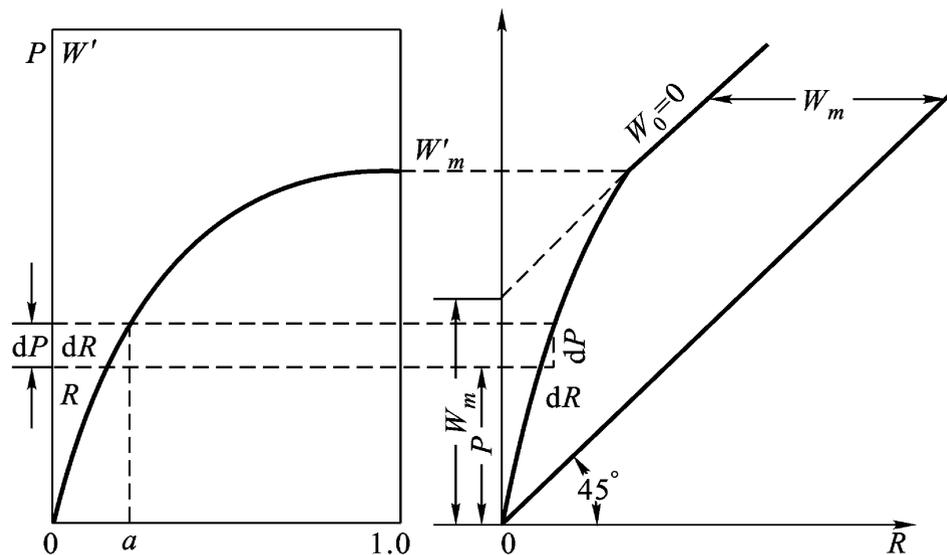


图 3-19 降雨径流关系与流域蓄水容量面积曲线间的关系

4. 等流时线法

1) 等流时线的基本概念。流域上各点的净雨量汇集到出口断面, 其汇流速度有快有慢, 汇流时间也有长有短。把流域内汇流时间相等的各点连接成的线, 称为等流的线。降落在同一条线上的降水形成的径流, 同时到达流域出口断面。相邻两条等流时线间的面积, 称等流时面积, 在上同时产生的径流, 在同一时段 t 内到达出口断面。由于在汇流过程中, 流域内各点的水深不断地变化, 流速相应改变, 所以等流时线的位置也是变化的。

2) 等流时线的绘制。1 选定汇流时段 τ , 即两相邻等流时线的汇流历时差。一般取 τ 等于降雨时段 t , 即 $\tau = t$ 。

2 求出流域平均汇流速度 \bar{v} 。对于较大的河流, 因坡面汇流历时很短, 可以忽略, 故 \bar{v} 可取河槽的平均流速。利用明渠稳定流谢才公式计算汇流速度, 即

$$v = mI^{\frac{1}{2}}R^{\frac{2}{3}} \quad (3-18)$$

式中, m 为河槽平均糙率系数; I 为河槽纵比降; R 为水力半径。

对于小流域, 坡地汇流所占比重大, 则流域汇流历时为坡地汇流与河网汇流之和, 流域平均汇流速度为

$$\bar{v} = \frac{l_1}{\tau_1} + \frac{l_2}{\tau_2} \quad (3-19)$$

式中, l_1 为流域最长坡地的长度; l_2 为主河槽长度; τ_1 为坡地汇流历时; τ_2 为河槽汇流历时。

3 以 $s = \tau$ 为相邻等流时线的间距, 自流域出口逐条向上游绘等流时线, 如图 3-20(a), 把流域分成若干等时面积: $\Delta\omega_1, \Delta\omega_2, \dots, \Delta\omega_n$ 。以 τ 为横坐标, 以 $\Delta\omega_i$ 为纵坐标, 绘图 3-20(b), 得等流时面积分配曲线, 可用 $\Delta\omega = f(\tau)$ 表示。

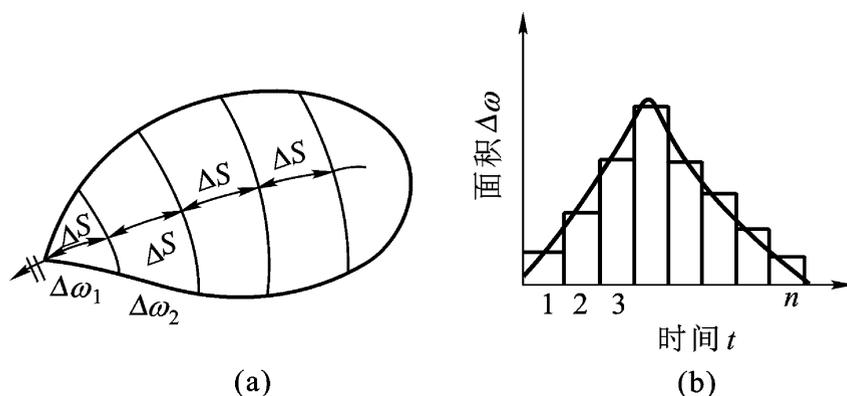


图 3-20 等流时线(a)和等流时面积分配曲线(b)

若取 $\tau = 1$, 则 $\frac{\Delta\omega}{\tau} = f(\tau)$, 即为汇流曲线。

3) 出口流量过程的计算。假定把流域分成 5 块等流时面积 $\Delta\omega_1, \Delta\omega_2, \Delta\omega_3, \Delta\omega_4, \Delta\omega_5$ 等 (图 3-21), 现有 h_1, h_2, h_3 3 个时段的均匀净雨量, 根据等流时线的概念, 第一块等流时面积 $\Delta\omega_1$ 上的第一时段净雨量 h_1 , 在第一时段内流到出口断面, 则第一时段内平均流量 Q_1 为:

$$Q_1 = \frac{\Delta\omega_1 h_1}{t} = \frac{\text{图中}}{t} \quad \text{第二时段内流出的水体为 } \Delta\omega_1 \text{ 上第二时段净雨量 } h_2 \text{ 和 } \Delta\omega_2 \text{ 上第一}$$

时段的净雨量 h_1 , 即 $\Delta\omega_1 h_2 + \Delta\omega_2 h_1$, 则第二时段内的平均流量 Q_2 为:

$$Q_2 = \frac{\Delta\omega_1 h_2 + \Delta\omega_2 h_1}{t} = \frac{\text{图中}}{t}$$

同理:
$$Q_3 = \frac{\Delta\omega_1 h_3 + \Delta\omega_2 h_2 + \Delta\omega_3 h_1}{t} = \frac{\text{图中}}{t}$$

$$Q_4 = \frac{\Delta\omega_2 h_3 + \Delta\omega_3 h_2 + \Delta\omega_4 h_1}{t} = \frac{\text{图中}}{t}$$

$$Q_5 = \frac{\Delta\omega_3 h_3 + \Delta\omega_4 h_2 + \Delta\omega_5 h_1}{t} = \frac{\text{图中}}{t}$$

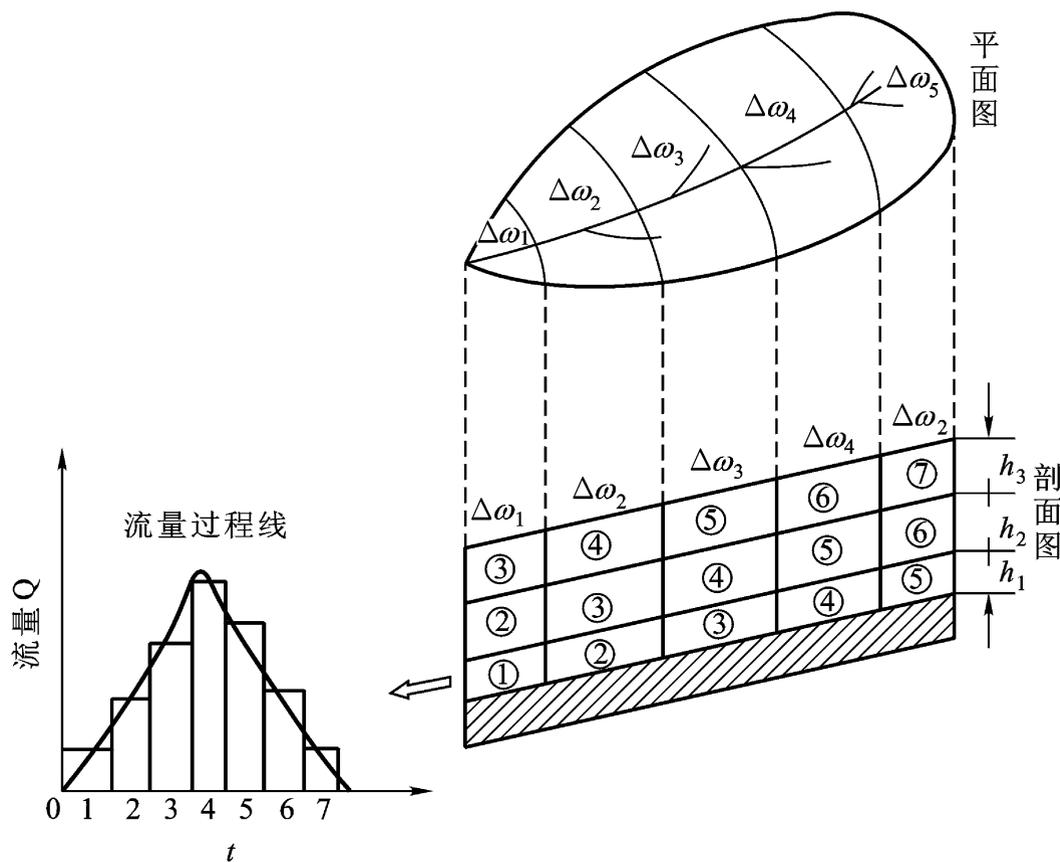


图 3 - 21 等流时线法汇流计算示意图

$$Q_6 = \frac{{}_4h_3 + {}_5h_2}{t} = \frac{\text{图中}}{t}$$

$$Q_7 = \frac{{}_5h_3}{t} = \frac{\text{图中}}{t}$$

利用求得的 Q_1, Q_2, \dots, Q_7 就可以绘制出口断面流量过程柱状图或过程线图。

应用等流时线法推算出流量过程示例见表 3 - 2。

表 3 - 2 等流时线法推算出流过程示例

时 间		h (mm)	$\cdot h(10^3 \text{m}^3)$				$Q t$ (10^3m^3)	Q (m^3/s)	
日	时		(km^2)	5	28	44			3
3	6	58	5	290			290	27	
	9	120	28	600	1 620		2 220	206	
	12	130	44	650	3 360	2 550	6 560	607	
	15	115	3	575	3 640	5 280	174	9 670	895
	18	82		410	3 220	5 720	360	9 710	900
4	21	60		300	2 300	5 060	390	8 050	745
	0	24		120	1 680	3 610	345	5 760	534
	3				670	2 640	246	3 560	330
	6					1 060	180	1 240	115
	9						72	72	7

4) 等流时线法存在的问题。1 实际流域的汇流速度是变化的, 等流时线也应是变的, 但绘制等流时线时, 采用流域平均汇流速度, 等流时线固定不变, 不符合实际情况。

2 降落在同一等流时面积上的净雨量, 在同一时段内全部流出, 没有考虑河槽的调蓄作用, 故推得的流量过程线偏尖瘦, 洪峰流量偏大。

5. 单位线法(舒尔曼单位线)

1) 单位线的概念与假定。单位线是指单位时段内, 均匀分布的单位净雨量在流域出口断面形成的地面径流过程线。利用单位线来推求洪水汇流过程线, 称单位线法。单位净雨深一般取 10 毫米, 单位时段则依流域性质不同, 取 3、6、12、24 小时等。单位线反映了流域的坡地和河网综合调蓄后的洪水运动规律。

由于实际降雨量并不一定是一个单位和一个时段, 故分段使用时要作两条假定:

1° 倍比定律假定: 如果单位时段的净雨深不是一个单位, 而是 n 个单位, 则它所形成的地面径流过程线的流量值为单位线流量的 n 倍, 其历时仍与单位线的历时相同。

2° 叠加法则假定: 如果净雨历时不是一个时段而是 m 个时段, 则各时段净雨所形成的径流过程线之间互不干扰, 出口断面的流量等于各时段净雨量所形成的流量之和。

上述两个假定就是把流域视为线性系统, 符合倍比和叠加原理, 如果流域内降雨分布均匀, 每个单位时段降雨强度大致不变, 单位线方法就可以应用。

2) 单位线的分析与推求。推求单位线并不像等流时线那样根据地图来分析, 而是根据出流断面的实测流量过程来分析, 其步骤:

1 根据实测的暴雨径流资料制作单位线时, 首先应选择历时较短的暴雨及该次暴雨所产生的明显的孤立的洪峰作为分析对象。

2 求出本次暴雨各时段的流域平均雨量, 扣除损失, 得出各时段的净雨深 h_i , 净雨时段 t 。

3 由实测流量过程线上分割地下径流及计算地面径流深, 务使净雨深等于地面径流深, 即 $h_i = y$ 。

4 要将流量过程线割去地下水以后得到的地面径流过程线各时段纵坐标值, 除以净雨量的单位数(一个单位为 10 毫米) 就可得出单位线。将该单位线代入其它多时段净雨的洪水中进行验算, 将算得的流量过程与实测洪水进行对比, 如发现明显不符, 可将单位线予以修正, 直到最后由单位线推出的流量过程符合实际为止。

实际水文资料中恰好有一个符合规定时段的洪水过程线一般是不多见的, 因此, 需要从多时段净雨的洪水资料分析出单位线, 常用的方法是分析法。

分析法的原理是逐一求解, 如地面径流过程为 Q_1, Q_2, Q_3, \dots , 单位线的纵坐标为 q_1, q_2, q_3, \dots , 时段净雨量为 h_1, h_2, h_3, \dots , 根据上述假定可得:

$$Q_1 = \frac{h_1}{10} q_1 \quad \text{即} \quad q_1 = \frac{10Q_1}{h_1}$$

$$Q_2 = \frac{h_1}{10} q_2 + \frac{h_2}{10} q_1 \quad \text{即} \quad q_2 = \frac{Q_2 - \frac{h_2}{10} q_1}{h_1/10}$$

$$Q_3 = \frac{h_1}{10} q_3 + \frac{h_2}{10} q_2 + \frac{h_3}{10} q_1 \quad \text{即} \quad q_3 = \frac{Q_3 - \frac{h_2}{10} q_2 - \frac{h_3}{10} q_1}{h_1/10}$$

...

...

$$Q_n = \frac{h_1}{10} q_n + \sum_{i=1}^n \frac{h_i q_{n-i} + 1}{10} \quad \text{即} \quad q_n = \frac{Q_n - \sum_{i=1}^n \frac{h_i q_{n-i} + 1}{10}}{h_1/10}$$

将已知的 Q_1, Q_2, Q_3, \dots 及 h_1, h_2, h_3, \dots 代入上式, 即可求得 q_1, q_2, q_3, \dots , 即为单位线的纵坐标, 算例见表 3 - 3。

表 3 - 3 某站单位线计算分析法示例

时间			流量 (m^3/s)	基流 (m^3/s)	地面径流 (m^3/s)	降雨量 (mm)	净雨量 (mm)	净雨 15.0 所产生之 地面径流 (m^3/s)	净雨 5.0 所产生之 地面径流 (m^3/s)	单位线 纵高 (m^3/s)	备注	
月	日	时										
8	4	0	180			20.0						
		12	110	110	0	24.2	15.0	0		0	地面径流深	
	5	0	230	110	120	10.8	5.0	120	0	80	$y = \frac{Q_1 \times t}{F}$	
		12	460	120	340			300	40	200		
	6	0	1060	120	940			840	100	560	$= \frac{3\,740 \times 43\,200}{8\,100 \times 10^3}$	
		12	1030	120	910			630	280	420		
	7	0	750	120	630			420	210	280	= 20.0 (毫米)	
		12	540	130	410			270	140	180		
	8	0	370	130	240			150	90	100		
		12	260	135	125			75	50	50		
	0	0	160	135	25			0	25	0		
		12	140	140	0				0			
	10	0	120									
		12	100									
						3 740	20.0				1 870	
						合 20 毫米					合 20 毫米	

$F = 8\,100$ 平方公里, $t = 12$ 小时。

表 3 - 4 单位线推求流量过程示例

时间		净雨量 (mm)	单位线 (m^3/s)	部分径流(m^3/s)					流量(计算) (m^3/s)	流量(实际) (m^3/s)
日	时			19.7	9.6	7.0	6.0	5.0		
18	8	19.7	0							
	14	9.6	44	87				87		0
	20	7.0	182	359	42			401		440
19	2	6.0	333	656	175	31		862		1 020
	8	5.0	281	554	320	127	26	1 027		1 200
	14		220	445	270	233	109	22	1 079	1 150
	20		158	311	217	197	200	91	1 016	1 040
20	2		121	238	152	158	169	167	884	850
	8		83	164	116	111	136	141	668	640
	14		60	118	80	85	95	113	491	410
	20		40	79	58	58	73	79	347	250
21	2		23	45	38	42	50	61	236	180
	8		11	22	22	28	36	42	150	120
	14		6	12	11	16	24	30	93	70
	20		4	8	6	8	14	20	56	40
22	2				4	4	7	12	27	
	8					3	4	6	13	
	14						2	3	5	
	20							2	2	

表中净雨量为 20 毫米, 由地面径流量算出来的净雨量也是 20 毫米, 如果不相等, 可调整净

雨, 务使两者相等。如果计算正确, 分析得到的单位线的径流量应为 10 毫米。

3) 单位线的应用。应用单位线推算出口断面处地面径流过程线的步骤如下:

1° 根据降雨资料, 扣除损失, 求出各时段净雨量。

2° 用与净雨时段相同的单位线推算出口断面处的地面径流过程线。示例见表 3 - 4。

4) 单位线存在的问题。首先, 单位线的倍比和叠加线性假定不能完全符合实际, 由各次大洪水分析得到的单位线并不完全相同。原因是: 河槽水流非线性变化, 大小洪水汇流的速度不相同(如前已述)。其次, 净雨量在流域上的分布也不完全是均匀的, 如前已述, 暴雨中心分布与移动方向不同可使流量过程线峰值与峰型均发生变化。此外, 地下水的多少也影响单位线, 如图 3 - 22, 地面径流比重大的洪水, 单位线尖瘦, 洪峰提前, 地下水径流比重大则单位线平缓, 洪峰滞后。

实用上按洪水的大小予以分级, 每级规定一条单位线。把暴雨中心位置分为几种, 每种定一条单位线, 使用时根据具体情况选用。

6. 瞬时单位线简介 上述单位线法计算过程中, 如用不同时段来计算单位线, 会得到不同的结果。为了消除单位线计算中选取 t 不同值时所引起的差异, 在理论上, 可以选取时段很小, 几乎趋向于 0, 即和电路脉冲效应一样, 这种假定就是瞬时单位线法提出的原由。1957 年纳希(J. E. Nash) 基于上述原因提出了瞬时单位线法。他根据流域汇流系统分析的原理认为: 净雨过程为系统的输入, 出口断面径流过程为系统的输出, 其间经过的流域调蓄过程、可以概化为许多相同的线性串联水库对净雨入流的调蓄作用, 如图 3 - 23, 提出瞬时单位线是瞬时单位入流所形成的出流过程线, 通常以 $u(0, t)$ 表示, 即净雨时段取趋近于 0, 出流随时间而变化的过程。纳希的瞬时单位线基本方程式为:

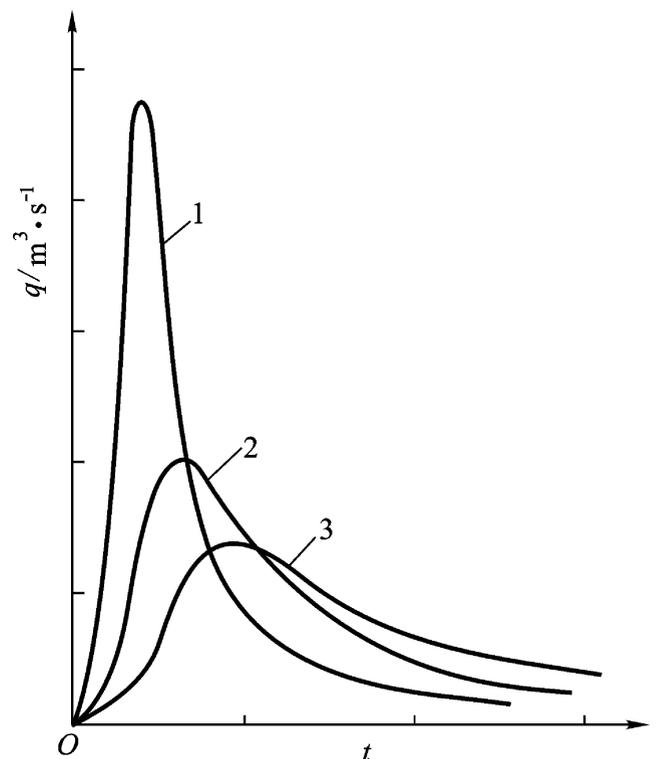


图 3 - 22 不同水源比例的单位线

1. 地下径流比例小; 3. 地下径流比例大

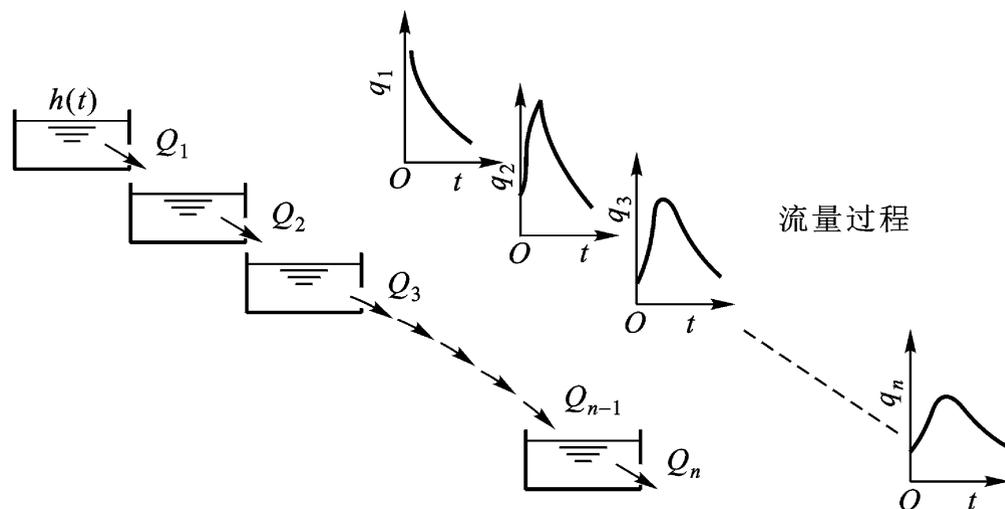


图 3 - 23 纳希模型示意图

$$u(0, t) = \frac{1}{K(n-1)!} \frac{t^{n-1}}{K} e^{-\frac{t}{K}} \quad (3-20)$$

式中, $u(0, t)$ 为瞬时单位线; K 为流域汇流时间的参数; n 为线性水库数或调节次数; e 为自然对数的底。

n 、 K 与流域特性的经验公式为:

$$n = c_1 F^{-1} I^{-1}$$

$$K = c_2 F^2 I^2$$

式中, F 为流域面积; I 为流域干流平均比降; c_1, c_2 为经验系数与指数。

n 、 K 对瞬时单位线形状的影响见图 3-24。

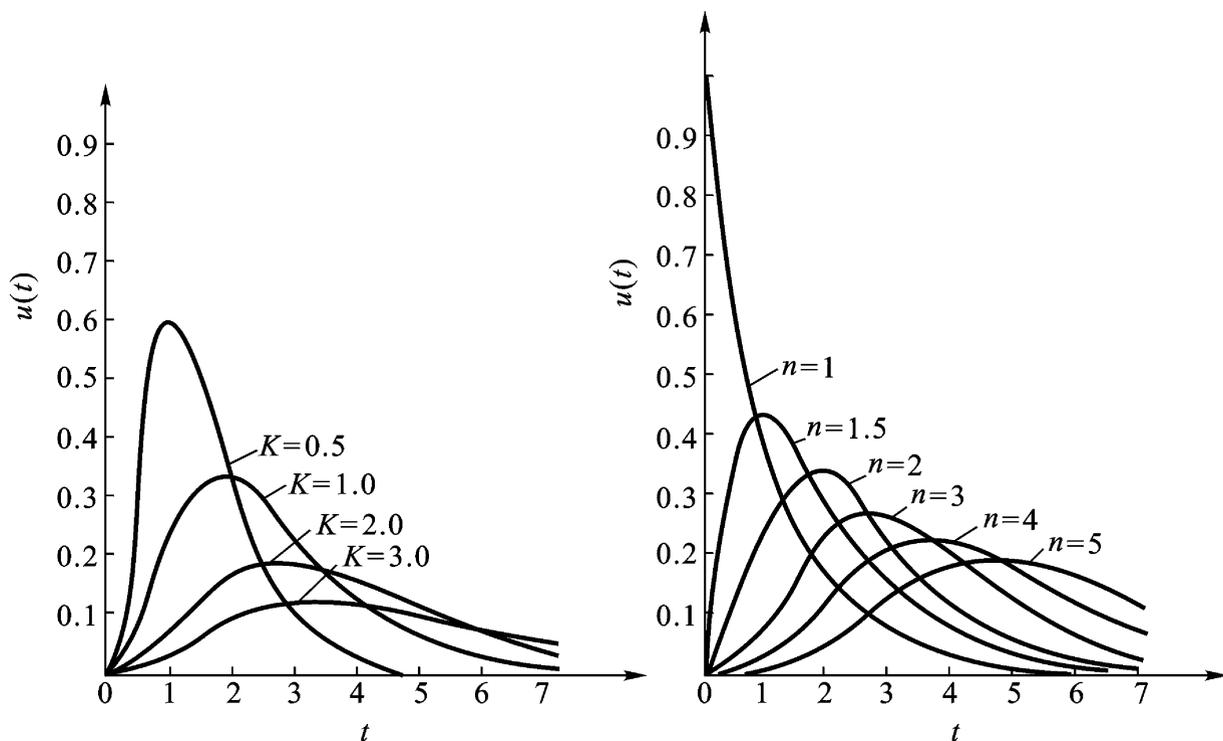


图 3-24 参数 n 、 K 对瞬时单位线的影响

(二) 流域产汇流模型简介

50 年代以来, 在电子计算机大量引进水文领域以后, 开始采用数学、物理方法来模拟径流形成过程, 作出产汇流的定量计算, 在水文计算和水文预报等方面发挥了很好的作用。先后提出了不少流域产汇流模型。到 60 年代末, 全世界已建立了两百多个流域模型, 其中著名的有美国流量综合与水库调节模型(SSARR, 1958), 斯坦福模型(Stanford, 1959—1966), 萨克拉门托模型(Sacramento), 美国农业部水文研究室模型(USDAHL, 1970), 日本的水箱模型(Tank), 英国水文研究所的 SHE 模型等。70 年代以来, 我国也提出了多种模型, 如新安江模型等。这些模型把流域径流形成的各个要素, 如降水、蒸发、截留、下渗、地面径流、壤中流、地下径流及调蓄和流量过程演进, 分别用相应的数学物理方法描述, 然后按各种要素在径流形成过程中的联系组合起来, 成为一个流域模型, 下面扼要介绍斯坦福 IV 模型和新安江模型。

1. 斯坦福 IV 模型 1966 年由美国斯坦福大学 N. H. 克劳福特(N. H. Crawford) 和 R. K. 林斯雷(R. K. Linsley) 提出, 它是以流域水量平衡为基础, 概念明确的确定性流域水文模型。模型

的输入主要是实测的时段降雨量和时段蒸发能力、输出为模拟的逐时段流量、逐日平均流量和逐日实际蒸发量。输出中河川径流的组成有：不透水面积上的直接径流；坡面漫流；壤中流；浅层地下径流。融雪蓄积有专门子程序,只有在冬季积雪的寒冷地区才要使用它,如图 3 - 25。

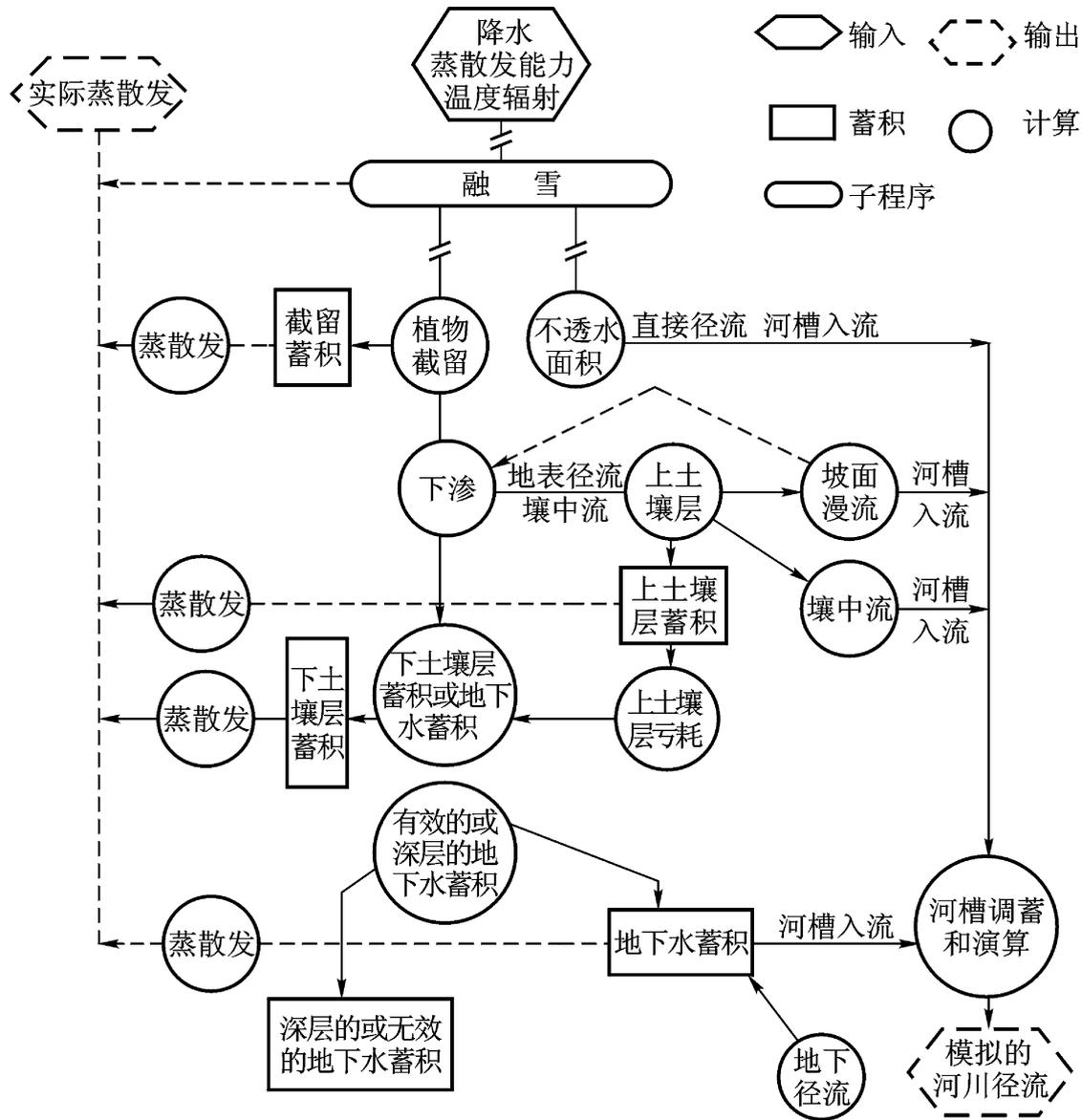


图 3 - 25 斯坦福 IV 流域模型结构示意图

模型中用了上土层、下土层和地下水的蓄积,因 3 个含水层的蓄积,控制了土壤水剖面和地下水状态,而壤中流滞蓄和坡面流滞蓄则是临时性蓄积。模型将下渗分为直接下渗(部分落地雨直接下渗到下土层)和滞后下渗(上土层的水通过垂直运动下渗到下土层,经历和增加地表滞蓄和壤中流滞蓄的下渗水)。斯坦福模型最大特点是考虑了下渗、壤中流、坡面漫流在流域面积上分布的不均匀性,并假定下渗容量和壤中流容量都按直线变化。如图 3 - 26, b 是某时段直接下渗至下土壤层的流域最大下渗容量(出现在流域上某

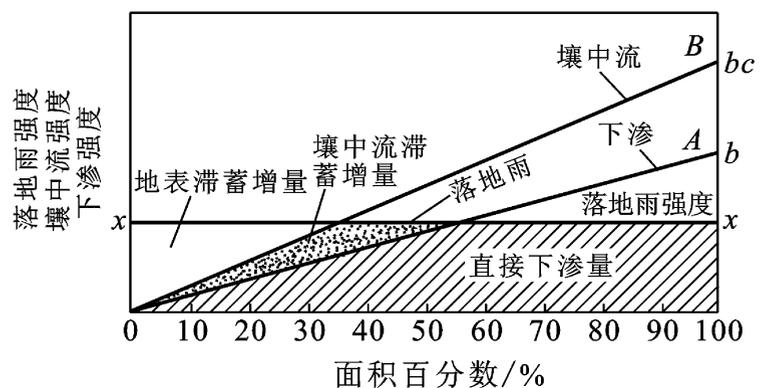


图 3 - 26 斯坦福 IV 模型中所采用的下渗函数和壤中流函数

点), 是下土壤蓄积与该层定额蓄积之比的非线性函数, 流域上其它各点的下渗容量则从零至 b 呈直线变化。显然, 时段直接下渗量就等于由落地雨强度 i 与直线 ob 所决定的斜阴影面积。

壤中流、壤中流滞蓄增量按图 3 - 12 中由散点所表示的一个三角形面积来计算, bc 是某时段流域上最大壤中流容量与最大下渗容量之和。 c 是一个大于 1 的数, 也是下土壤层蓄积与该层额定蓄积之比的非线性函数。各个时段中流出的出流量为壤中流滞蓄量的一定份额, 此值由壤中流退水常数(IRC) 决定。即壤中流出流量 = 壤中流出流系数乘壤中流滞蓄量 = $(1 - IRC^{1/96}) \times$ 壤中流滞蓄量。

坡面漫流和落地雨的其余部分形成地表滞蓄增量, 在图 3 - 12 中为落地雨强度 \times 线下的空白三角形面积。在模型结构中, 地表滞蓄增量的去路有二, 一部分直接补充上土壤层蓄积, 进入上土壤层蓄积的部分 P_r (以百分比表示), 是上土壤层蓄积与该层额定蓄积之比的非线性函数。另一部分 $(1 - P_r)$ 则进入坡面漫流过程, 利用一个从试验资料中得到的非线性函数, 建立了坡面漫流出流与坡面滞蓄的关系。坡面滞蓄量按一个简单的连续方程计算:

$$D_2 = D_1 + D - q \quad (3 - 21)$$

式中, q 为时段内坡面出流量; D 为坡面滞蓄时段增量; D_1 、 D_2 为时段初和时段末的坡面滞蓄量。

地下径流指降雨直接与滞后下渗进入土壤层蓄积, 然后一部分进入地下水蓄积。地下水的出流量与地下水蓄积量和地下水坡度成正比。计算式如下:

$$GWF = [1 - (KK_{24})^{\frac{1}{96}}] (1 + KV \cdot GWS) SGW \quad (3 - 22)$$

式中, GWF 为地下水出流量; KK_{24} 为地下径流日退水常数的最小值; KV 为地下水退水率变化常数; GWS 为地下水坡度; SGW 为地下水蓄积量。

直接径流是指降落在河、湖水面及河槽附近毗连的不透水面积上的雨水。

上述壤中流、坡面漫流、地下径流及直接径流之和, 便是河网总汇流。

实际总蒸发的组成有: 融雪蓄积、截留蓄积、上土壤层蓄积、下土壤层蓄积及地下水蓄积等 5 方面蒸发源。本模型对蒸发的模拟分 3 种形式, 即不透水面积、可透水面积和地下水的蒸散发。不透水面积的蒸散发以蒸散发能力计; 地下水的蒸发与蒸散发能力成正比; 对可透水面积的蒸散发又分植物截留、上土壤层和下土壤层 3 层计算。

注入河槽的流量, 要经过河槽的调蓄作用才能到达出口断面, 对于河槽调蓄, 本模型系用克拉克(Clark) 方法进行分时段的演算。

2. 三水源新安江模型 新安江模型是 1973 年由华东水利学院建立的一个分散性的概念模型。该模型既有理论基础又便于实际应用, 10 多年来在我国湿润与半湿润地区的水文预报中广为应用。初建的模型为两水源(地表径流与地下径流), 近年来吸取了萨克拉门托模型和水箱模型的长处, 将两水源改进为 3 水源(地表径流、壤中流及地下径流) 以及多水源模型, 如 4 水源, 即将原 3 水源中地下径流改为快速地下径流和慢速地下径流两源。这里简要介绍 3 水源新安江模型的梗概。

3. 水源新安江模型的流程图如图 3 - 27 所示。模型设计将全流域划分为若干个自然条件相似的小流域, 然后分别对每个单元从降水开始包括产流、汇流等径流形成的全过程进行分析计算, 模型以包气带为转换装置, 将实测降雨量 P 、实测水面蒸发量 EM 输入; 输出为出口流量 Q 、流域蒸散发 E 。图中方框内是状态变量, 方框外是参数变量。模型结构及计算方法分为 4 大

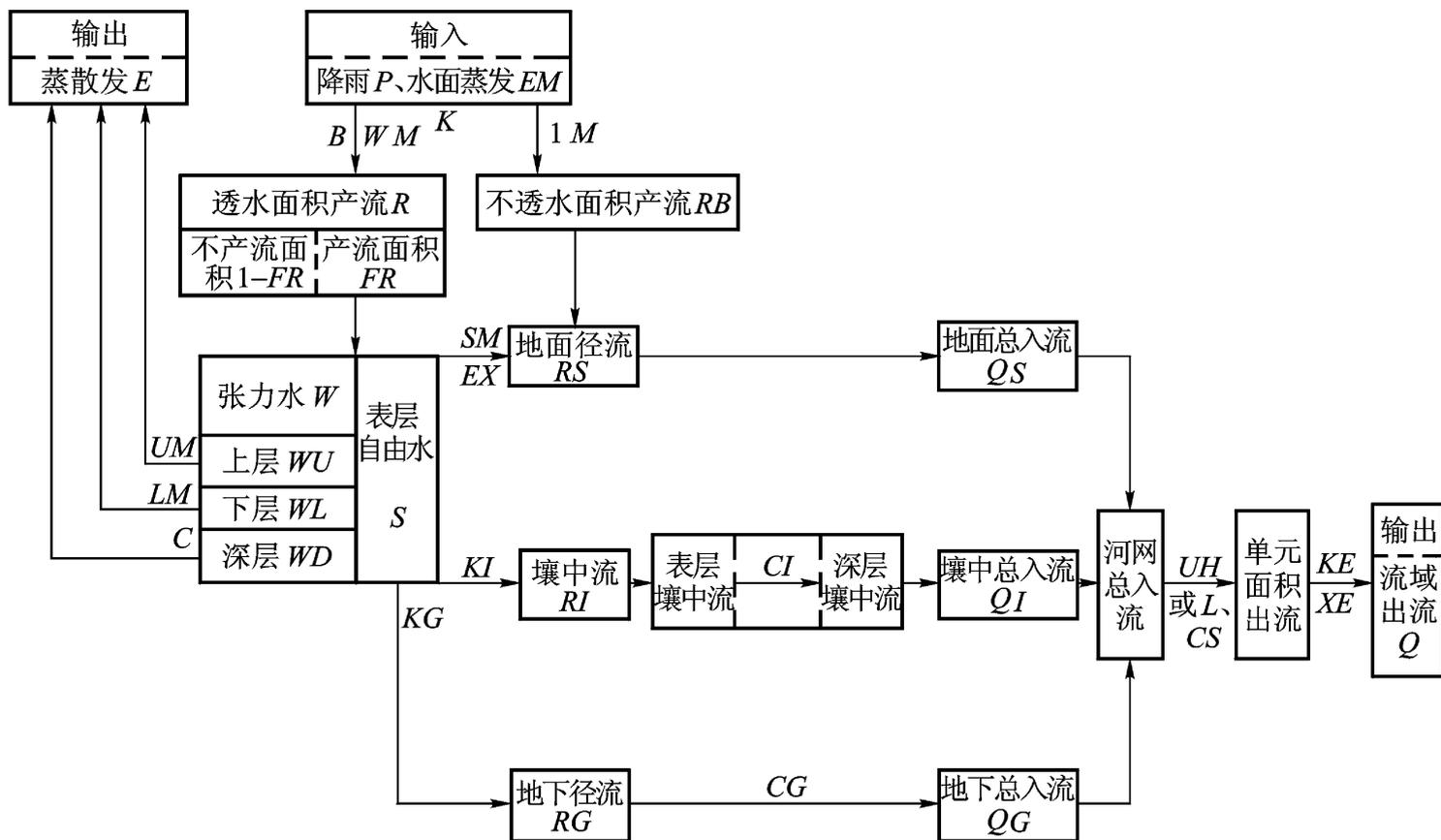


图 3 - 27 3 水源新安江模型流程图

部分： 蒸散发计算； 产流量计算； 分水源计算； 汇流计算。

第三节 河流的水情

河流的水文情势主要指河川径流的分布与变化,洪水、枯水的特征等。

一、水情要素

水情要素是用以表达河流水文情势变化的主要尺度。它包括水位、流速、流量等。因此充分掌握水情要素资料,是研究河流水文的重要基础。

1. 水位 指水体的自由水面高出某一基面以上的高程。高程起算的固定零点称基面。基面有两种:一为绝对基面,它是以某河河口平均海平面为零点,例如,长江流域的吴淞基面等,为使不同河流的水位可以对比,目前全国统一采用青岛基面(即黄海基面)。另一为测站基面,指测站最枯水位以下 0.5—1 米作起算零点的基面,它便于测站日常记录。影响水位变化的主要因素是水量的增减,此外还受河道冲淤、风、潮汐、冰凌、支流顶托和人类活动等影响。

水位随时间变化的曲线称水位过程线。它是以时间为横坐标,水位为纵坐标点绘的曲线,按需要可以绘制日、月、年、多年等不同时段的水位过程线。水位变化也可用水位历时曲线表示,历时是指一年中等于和大于某一水位出现的次数之和,制图时将一年内逐日平均水位按递减次序排列,并将水位分成若干等级,分别统计各级水位发生的次数,再由高水位至低水位依次计算各级水位的累积次数(历时),以水位为纵坐标,以历时为横坐标,即可绘成水位历时曲线。根据该曲线可以查得一年中,等于和大于某一水位的总天数(即历时),这对航运、桥梁、码头、引水工程的设计和运用均有重要意义。水位历时曲线常与水位过程线绘在一起(图 3 - 28),通

常在水位过程线图上也标出最高水位、平均水位、最低水位等特征值以供生产、科研应用。

2. 流速 指河流中水质点在单位时间内移动的距离。即

$$V = \frac{L}{t} \quad (3-23)$$

式中, V 为流速(米/秒); L 为距离(米); t 为时间(秒)。

流速沿深度的分布称为垂线流速分布。正常情况下, 最大流速分布在水面以下 0.1—0.3 水深处, 平均流速一般相当于 0.6 米水深处的流速, 如图 3-29 所示。如果河面封冻, 则最大流速下移。河流横断面上流速分布一般都是由河底向水面、由两岸向河心逐渐增大, 河面封冻则较大的流速常出现在断面中部, 如图 3-30 所示。

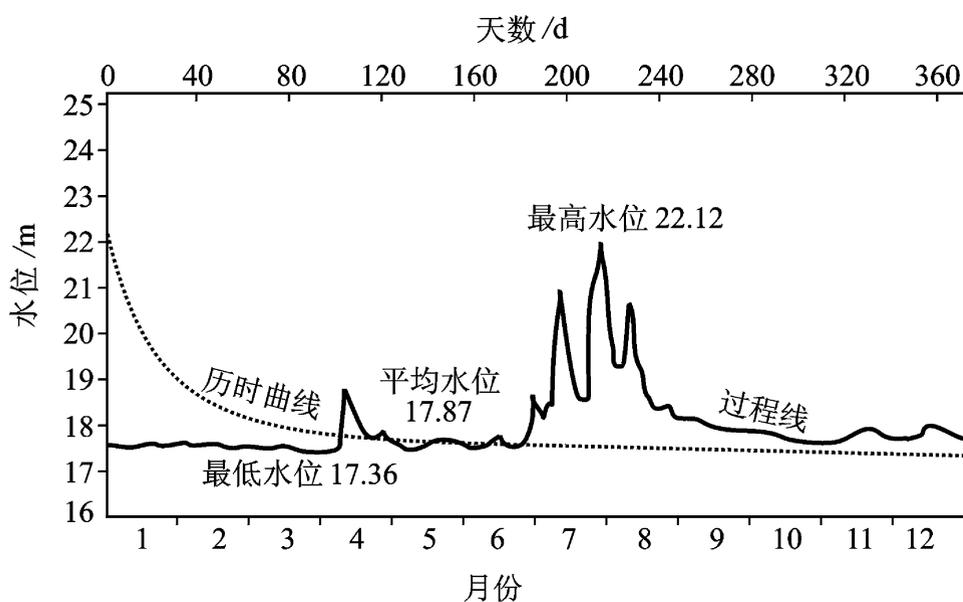


图 3-28 水位过程线

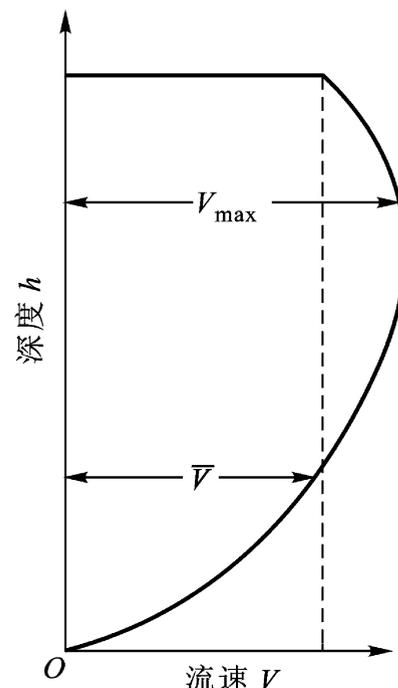


图 3-29 流速在垂直线上的分布

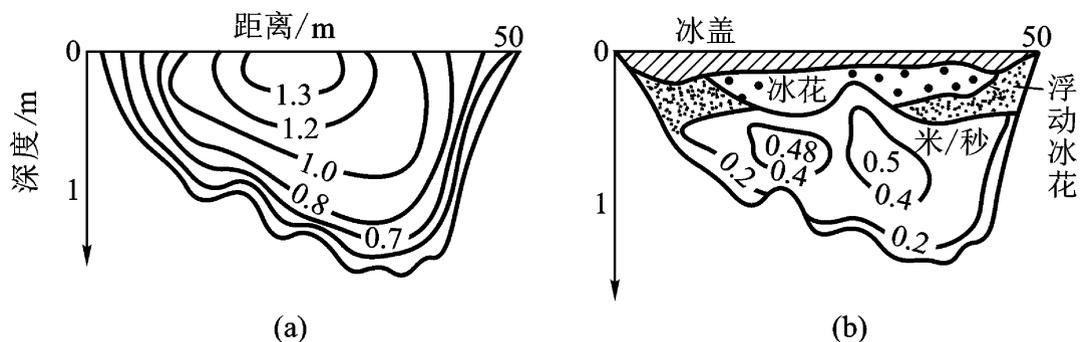


图 3-30 封河前后断面流速分布

天然河道中的平均流速除了通过实测获得外, 还可以利用水力学公式求得。即:

$$v = c \quad RI \quad (3-24)$$

式中, v 为断面平均流速; R 为水力半径; I 为水面比降; c 为与糙率等因素有关的流速系数。

上式称谢才公式, 是根据河道水流作等速运动(即均匀流)的理论推导而得的。

3. 流量 指单位时间内流经某一过水断面的水量, 通常用 Q 表示, 单位是立方米/秒。由图 3-31 可见流量表达式为:

$$Q = \int_0^F v dF$$

式中, v 为断面平均流速; F 为过水断面面积。

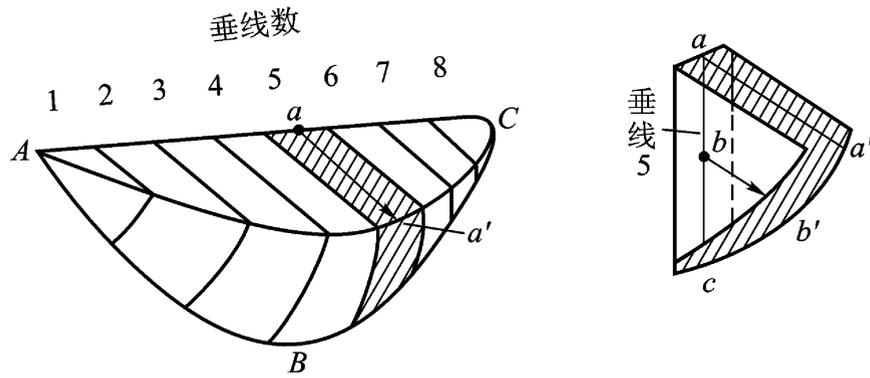


图 3 - 31 一定时间内流过横断面的水量体积

通常可用 $Q = vF$ 。与水位一样, 流量随时间的变化也可以通过绘制流量过程线和历时曲线来分析(图 3 - 32)。此外由于断面上水位的变化, 从本质上看是由于流量变化所致, 水位变化实为流量变化的外部反映。因此水位与流量具有密切的关系, 其表达式为:

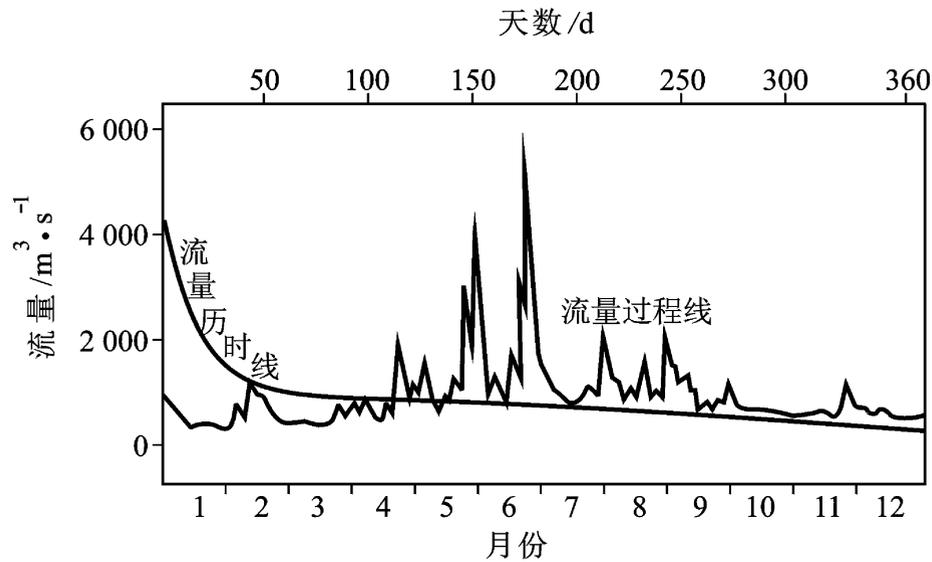


图 3 - 32 流量过程线及历时曲线

$$Q = f(H)$$

这种关系可以用一条曲线来表示, 称为水位流量关系曲线(图 3 - 33), 它在河流水文学上用途很广, 主要是用它推求流量, 并用水位 - 面积曲线和水位 - 流速曲线加以校正。

二、年径流的有关概念

一个年度内通过河流某断面的水量, 称为该断面以上流域的年径流量。天然河流的水量经常在变化, 各年的径流量也有大有小, 实测各年径流量的平均值, 称为多年平均径流量, 如果统计的实测资料年数增加到无限大时, 多年平均流量将趋于一个稳定的数值, 此称为正常年径流量。正常年径流量是年径流量总体的平均值, 也是多年平均流量的代表值。它可以用年平均流量 Q (米³/秒) 或年径流总量 W (米³) 表示, 也可以用年径流深 R (毫米) 及径流模数 M (升/秒·公里²) 表示。正常径流量反映了在天然情况下河流(流域)蕴藏的水资源理论数量, 代表能开发利用的地面水资源的最大限度, 是水文、水利计算中的一个重要特征值, 在地理综合分析和不同地区水资源进行对比时, 它是最基本的数据。

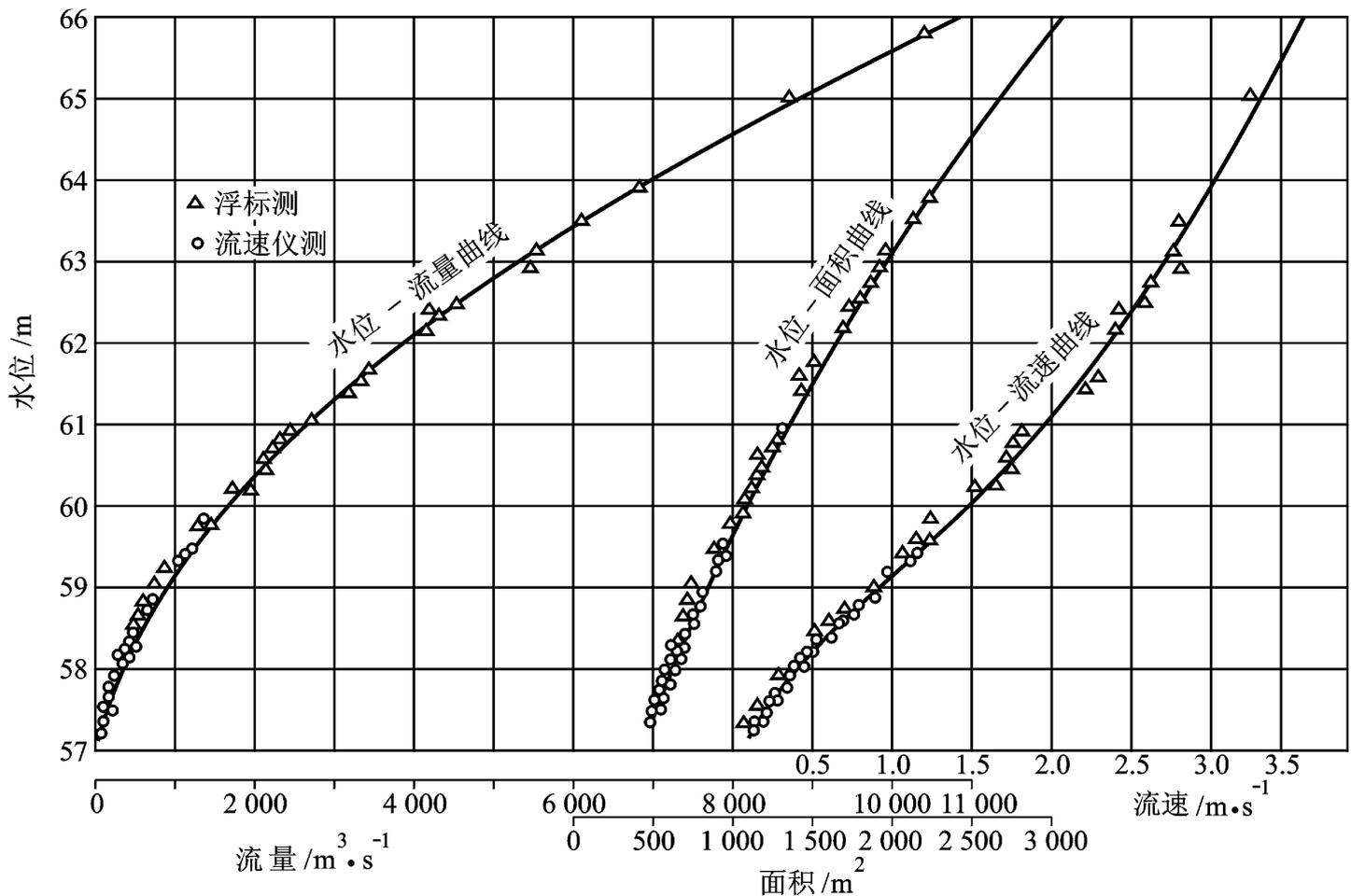


图 3 - 33 水位流量关系曲线

由于河川径流量的总体是无限的, 人们非常难以取得总体的全部河川年径流量的资料, 故一般情况下, 只要有一定长度的系列资料, 则可采用年径流的多年平均值代替正常年径流量。正常年径流量虽然是一个比较稳定的数值, 但也不是绝对不变的, 因为, 在大规模的人类活动的影响下, 如围湖造田、兴建水库、跨流域引水等水利建设, 改变了流域下垫面的性质, 从而改变了原先的年径流的形成条件、故正常年径流量是稳定的, 又不是不变的。

从闭合流域多年期间的水量平衡方程式看:

$$\bar{R} = \bar{P} - \bar{E} \quad (3 - 25)$$

多年平均径流深 \bar{R} 是多年平均降水深 \bar{P} 和多年平均蒸发深 \bar{E} 的函数, 即 \bar{R} 主要取决于气候因素。气候因素在时间上具有多年周期和年周期的变化, 在地区分布上具有渐变的地带性规律, 故河川径流既具有多年与年内周期变化的特征, 也具有地理分布的规律性。第二节中已谈过, 流域下垫面也是径流形成和变化的重要影响因素, 流域下垫面的自然地理特征, 除了直接影响降雨径流的调蓄作用、对净雨进行时空的再分配外, 更重要的是流域下垫面通过对降水, 蒸发的影响而间接影响年径流量。这个间接影响的实际作用, 远远超过下垫面对径流量的直接作用。对于年径流的量来说, 下垫面的直接作用仅能起到对降水量扣损的增减, 即仅是降水量百分比的上下变化, 而其间接作用于降水和蒸发, 则可使原降水成倍地变化。例如, 流域高程增高, 则降水量增大, 高程增高同时又使气温降低, 则使蒸发量减少, 故高程的综合影响结果不但大幅度地增加了降水量, 而且增大了径流量。通常在同一气候带内, 山地降水量可为平原、盆地的一倍或数倍。例如, 台湾省的大屯山区, 年径流深可达 4000 毫米, 为全国最高的产流区, 而其西侧的沿海平原仅 700 ~ 800 毫米。此外, 同一山地区, 潮湿空气的迎风坡径流深也可为背风坡的一倍

或数倍。例如, 青藏高原喜马拉雅山南坡, 年径流深可达 1000 ~2000 毫米, 而北侧一般仅 100 ~ 300 毫米。

三、正常年径流量的计算

如前所述, 正常年径流量反映了河流某断面多年平均来水情况, 是水资源可能被利用的最大限度, 因而在水利工程的设计和水利计算中是很重要的资料。资料掌握的程度不同, 推求正常年径流量的方法也不同。

1. 资料充分时正常年径流量的推求 资料充分是指具有一定代表性的、足够长的实测资料系列。一般说实测资料系列要求超过 30 年, 其中包含特大丰水年、特小枯水年及相对应的丰水年组和枯水年组, 只有这样才能客观地反映过去的水文特征, 才能为正确地预估未来水文情势提供可靠的依据。资料充分时, 可用算术平均法计算多年平均径流量, 以代替正常年径流量。

$$Q_0 = \bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \quad (3-26)$$

用多年平均径流量 \bar{Q} 代替正常年径流量 Q_0 , 误差大小取决于: 年份 n 的大小, n 越大, 误差越小; 河流年径流变差系数 c_v 值的大小, c_v 大则误差可能较大; 资料总体的代表性, 例如, 资料系列中丰水年份较多, 则 \bar{Q} 值就偏大。

2. 资料不足时正常年径流量的推求 如果实测资料系列较短, 不到 20 年, 代表性较差, 这样按算术平均法求得的正常年径流量的误差会超过允许范围, 因此要延展系列, 提高资料的代表性。

常用的延展资料系列的方法是相关分析法, 即建立计算站年径流量及与其密切相关的水文要素(称参证变量)之间的相关关系, 然后用参证变量之较长系列展延计算站的年径流系列, 使其达到上述资料充分的条件后, 再用算术平均法进行计算。

1) 参证变量一般必须具有以下条件:

(1) 参证变量与研究变量在成因上是相联系的。当需要借助其他流域资料时, 则参证流域与研究流域也需具备同一成因的共同基础。

(2) 参证变量的系列比研究变量的系列要长。

(3) 参证变量与研究变量必须具有一定的同步系列, 以建立相关关系。

参证变量的选择直接影响到成果的精度, 因此, 必须详细地分析径流形成的基本条件。目前水文计算时常用的参证变量是邻站的年径流量资料、本站或邻站的年降水资料。

2) 利用年径流实测资料延长插补系列: 在本流域内(上、下游测站)或相邻流域, 选择有长期充分实测年径流资料的参证站, 利用该站 N 年(大于 20 年)资料中与计算站 n 年同期对应的资料建立相关关系, 如图 3-34 所示。利用该相关曲线和参证站 $(N-n)$ 年实测资料, 插补展延计算站的资料系列, 使之也达到 N 年, 然后利用延展后的 N 年研究变量资料, 按算术平均法计算, 即得正常年径流量。

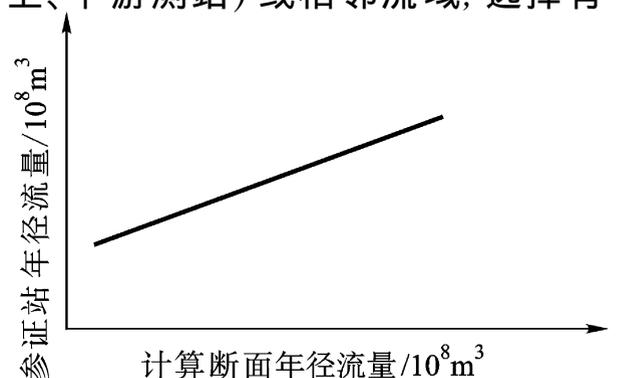


图 3-34 参证站与计算断面径流相关图

3) 利用年降水资料展延插补系列

如果附近缺乏长期充分的年径流参证变量资料, 可

以选择降水量作为参证变量, 与计算站的实测径流资料建立相关关系, 然后利用降水量资料延长径流量资料系列, 再按算术平均法计算即可得正常径流量的数据。这一方法在我国南方地区降雨与径流关系较密切的流域更为适用。

3. 缺乏实测径流资料时正常年径流量的推求 在一些中小河流无实测资料时, 一般通过间接途径推求正常年径流量。

1) 等值线图法。为了便于查用, 水利部门通常根据有限测站的实测资料将水文特征值的地理分布规律绘成等值线图, 例如, 多年平均年径流量等值线图, 或正常年径流模数等值线图等。由于流域出口断面测站的多年平均径流量是代表出口断面以上流域集水面积上的平均值, 点绘等值线图时, 一般将该多年平均径流量值点绘在流域面积的形心处。因此使用多年平均年径流深度等值线图时, 首先要在图上勾绘出计算断面以上的流域, 如果流域面积小, 而等值线又均匀分布, 则流域形心等值线的数值就代表多年平均径流量, 如图 3 - 35。如果流域面积较大, 等值线分布又不均匀, 则采用面积加权法计算(图 3 - 36), 其公式:

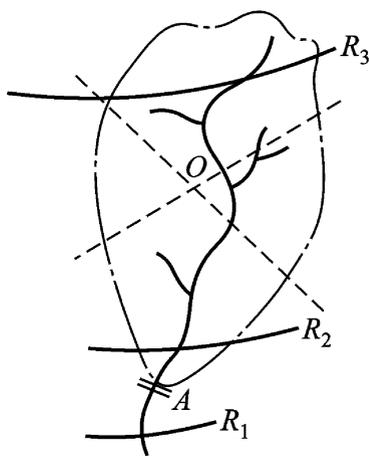


图 3 - 35 流域形心位置示意图

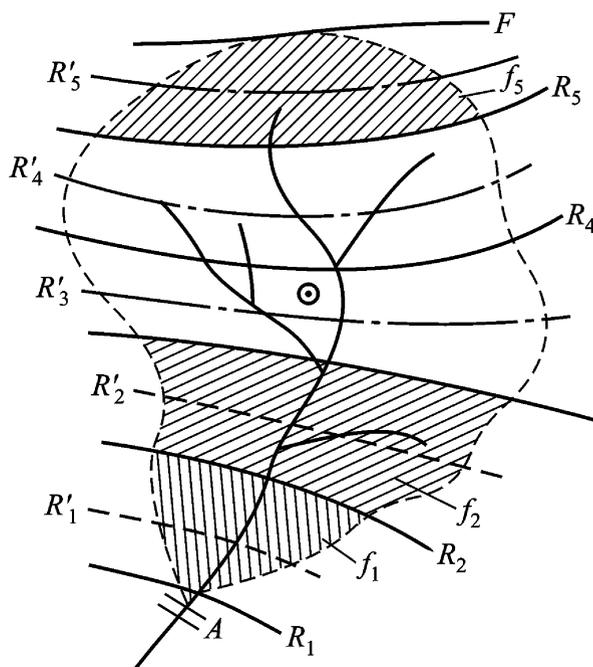


图 3 - 36 正常年径流深度等值线图

$$R_0 = \frac{R_1 f_1 + R_2 f_2 + \dots + R_n f_n}{F} = \frac{\sum_{i=1}^n R_i f_i}{F} \quad (3 - 27)$$

式中 R_0 为正常年径流深度; f_1, f_2, \dots, f_n 为流域界线以内两等值线之间的面积; F 为流域总面积, $F = f_1 + f_2 + \dots + f_n$; R_1, R_2, \dots, R_n , 为每相邻两等值线的平均值, 即 $R_i = \frac{R_i + R_{i+1}}{2}$ 。

2) 水文比拟法。水文比拟法是将参证流域的水文特征值移置于研究流域上来的一种方法。这种移置是在对流域的气候和自然条件等全面调查基础上进行的。当研究流域与参证流域的各项因素相似, 而且参证流域具有较充分的长期水文实测资料时, 才可移置, 即直接移用参证流域的水文特征值。如果两者个别因素有差异, 可以适当修正, 例如, 两流域自然地理条件相似, 而降雨情况有差别, 则可按雨量比加以修正, 即:

$$R_{0\text{研}} = \frac{X_{\text{年研}}}{X_{\text{年参}}} R_{0\text{参}} \quad (3 - 28)$$

式中, $R_{0研}$ 为研究流域的多年平均年径流深度; $X_{年研}$ 为研究流域的年降雨深度; $R_{0参}$ 为参证流域的多年平均年径流深度; $X_{年参}$ 为参证流域的年降雨深度。

此外也可由流域内雨量站的资料计算出流域多年平均降雨量 \bar{X} 然后利用经验公式或参考邻近流域的资料确定多年平均的径流系数 α_0 , 则可计算出断面出口的正常径流深为:

$$R_0 = \bar{X} \cdot \alpha_0 \quad (3-29)$$

四、径流的年际变化

年径流量的多年变化规律的研究, 为确定水利工程的规模和效益提供了基本的依据, 同时对中长期水文预报及跨流域引水也十分重要。年径流量的多年变化一般是指年径流量年际间的变化幅度和多年变化过程两个方面。

(一) 年径流量年际变化幅度

反映年径流量年际相对变化幅度的特征值主要是年径流量的变差系数 C_v 值和年际变化的绝对比率。

1. 年径流量的变差系数 C_v 年径流量的变差系数 C_v 值为:

$$C_v = \frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^2}{n - 1} \quad (3-30)$$

式中, n 为观测年数; K_i 为第 i 年的年径流变率, 即第 i 年平均径流量与正常径流量的比值。 $K_i > 1$ 表明该年水量比正常情况多, $K_i < 1$, 则相反。

年径流量的 C_v 值反映年径流量总体系列离散程度, C_v 值大, 年径流的年际变化剧烈, 这对水力资源的利用不利, 而且易发生洪涝灾害; C_v 值小, 则年径流量的年际变化小, 有利于径流资源的利用。

影响年径流 C_v 值大小的因素主要有年径流量、径流补给来源和流域面积的大小三方面。

1) 年径流量。年径流量大意味着年降水量丰富, 降水丰富的地区水汽输送量大而稳定, 降水量的年际变化小, 同时, 降水量丰富的地区地表供水充分, 蒸发比较稳定, 故年径流 C_v 值小; 降水量少的地区, 降水集中而不稳定, 加之蒸发量年际变化较大, 致使年径流 C_v 值大。我国河流年径流量 C_v 值的分布虽然也具明显的地带性, 但它和年径流量分布的趋势相反, 年径流深是从东南向西北递减, 而 C_v 值则从东南向西北增大, 即东南的丰水带 C_v 值为 0.2—0.3, 到西北缺水带, C_v 值增至 0.8—1.0。

2) 补给来源。我国西北、华北少雨区有些河流 C_v 值也很小, 这是由于补给水源的影响所致。以高山冰雪融水或地下水补给为主的河流, 年径流 C_v 值较小, 而以雨水补给为主的河流 C_v 值较大, 尤其是雨水变率大的地区, C_v 值更大。因为冰川积雪融化量主要取决于气温, 平均气温的年际变化比较小, 所以冰雪融水补给为主的河流 C_v 值较小, 例如, 天山、昆仑山、祁连山一带源于冰川的河流, C_v 值仅 0.1—0.2。以地下水补给为主的河流因为受地下含水层的调蓄, 径流量较稳定, C_v 值也较小。例如, 以年降水量相近的黄土高原与黄淮海平原相比, 黄土高原地处土质松散、下渗作用强、地下水丰富的地区, 地下水对河流补给的比重较大, 年径流量的 C_v 值只有 0.4—0.5, 其中以地下水补给为主的无定河上游, C_v 值甚至小于 0.2。而黄淮海平原的河流, 主要水源是降水, 而且降水变率较大, 因而年径流量 C_v 值一般均在 0.8 以上, 局部地区甚至大于 1.0。

3) 流域面积。流域面积小的河流, C_v 值大于流域面积大的河流。这是因为大河集水面积大, 而且流经不同的自然区域, 各支流径流变化情况不一, 丰枯年可以相互调节, 加之大河河床切割很深, 得到的地下水补给量多而稳定, 所以大河的 C_v 值较小。例如, 长江干流汉口站 C_v 值为 0.13, 而淮河蚌埠站的 C_v 则达 0.63。同理, 各大河干流的 C_v 值一般均比两岸支流小。例如, 黄河干流 C_v 值为 0.3 以下, 而其支流多在 0.3 以上, 长江也是如此。

表 3-5 我国代表性河流最大、最小年平均流量比值

河名	站名	集水面积 (平方千米)	多年平均 流量(米 ³ /秒)	最大年平均流量		最小年平均流量		年际极值比
				(米 ³ /秒)	年份	(米 ³ /秒)	年份	
松花江	哈尔滨	390626	1190	2680	1932	387	1920	6.9
永定河	官厅	43402	40.8	82.2	1954	12.8	1973	6.4
黄河	花园口	730036	1470	2720	1964	636	1960	4.3
淮河	蚌埠	121330	788	2020	1954	85.2	1978	23.7
长江	汉口	1488036	23400	31100	1954	14400	1900	2.2
西江	梧州	329705	6990	11000	1915	3250	1963	3.4
怒江	道街坝	118760	1650	1940	1962	1380	1959	1.4
雅鲁藏布江	奴各沙	106378	532	957	1962	334	1965	2.9
* 叶尔羌河	长群	50248	205	279	1973	142	1965	2.0

* 叶尔羌河为以冰雪融水补给为主的河流。

2. 年径流量的年际极值比 年径流量年际变化的绝对值比例, 即多年最大年径流量与多年最小年径流量的比值, 也称为年际极值比。年际极值比也可反映年际变化幅度。从表 3-5 可见, 我国各河流年径流量的年际极值比差异很大, 一般来说长江以南小于 3.5 倍, 长江以北都在 5 倍以上, 其中比值最小的是怒江, 仅 1.4 倍, 最大的是淮河, 其比值高达 23.7 倍。年径流量变差系数 C_v 值大的河流, 年径流量的年际极值比也较大, 反之亦小。

(二) 年径流量的多年变化过程

河流各年年径流量的丰、枯情况, 可按照一定保证率(P)的年径流标准划分, 通常以 $P < 25\%$ 为丰水年; $P > 75\%$ 为枯水年; $25\% < P < 75\%$ 为平水年。通过对松花江、永定河、黄河、淮河、长江和珠江 6 河长期(50—100 年)观测资料的分析, 表明以松花江、永定河和黄河为代表的北方河流, 其枯水年和丰水年出现的机会(分别占统计年数的 26%—28% 和 22%—26%) 均比淮河、长江、珠江为代表的南方河流的枯、丰水年出现的机会(分别为 19%—22% 和 19%—23%) 为多, 而丰水年出现的机会南方河流多于北方。

从上述河流的实测资料中还可以发现, 在径流的年际变化过程中、丰水年、枯水年往往连续出现, 而且丰水年组与枯水年组循环交替地变化着。根据长江汉口站 1865—1969 年资料, 大致可划分为 5 个丰枯水循环期, 见表 3-6。丰枯水期自 16—26 年不等, 呈现出不固定的周期, 但每个循环期内, 年径流变率均值($K_{\text{平均}}$) 均接近于正常径流的变率, 丰水年组(8—18 年) 和枯水年组(9—16 年) 也长短不一, 每个丰水年组的 $K_{\text{平均}}$ 都略大于 1, 而枯水年组的 $K_{\text{平均}}$ 值都略小于 1, 但变幅不大。淮河、珠江径流的多年变化过程, 无论是丰、枯水年组循环期的长短, 或是变化幅度, 均与长江的上述特征相近。

北方河流则情况不同。松花江一个循环期可达 60 年, 黄河和永定河近 40 年来基本上均为

一个循环期。黄河 1922—1932 年连续 11 年的枯水段, 其平均年径流量只及正常径流量的 73%, 即 $K_{\text{平均}} = 0.73$, 该值远远小于上表中长江枯水期的 $K_{\text{平均}}$ 值。因此, 中国南、北方河流丰、枯水段的交替循环具有不同的特征: 南方河流丰枯水循环交替的周期短, 变化幅度也小; 北方河流丰枯水循环交替的周期长、变化幅度大。

表 3-6 长江汉口站年径流丰、枯水循环期

序号	丰枯水循环期			丰水期			枯水期		
	起讫年份	年数	$K_{\text{平均}}$	起讫年份	年数	$K_{\text{平均}}$	起讫年份	年数	$K_{\text{平均}}$
1	1865—1880	16	1.01	1865—1872	8	1.05	1872—1880	9	0.96
2	1880—1904	25	0.97	1880—1890	11	1.02	1890—1904	15	0.95
3	1904—1929	26	0.99	1904—1921	18	1.03	1921—1929	9	0.94
4	1929—1947	19	0.97	1929—1938	10	1.04	1938—1947	10	0.91
5	1947—1969	23	0.99	1947—1954	8	1.08	1954—1969	16	0.95

注: 表中 $K_{\text{平均}}$ 为期间平均径流变率。

此外, 上述 6 大河在同一时期中, 丰枯水段往往是不相遇的, 而且还出现南北河流丰枯水期相反的情况。例如, 1955—1966 年松花江和永定河为丰水段, 与此相反长江和珠江这阶段为枯水段。对比长江和松花江的 1902—1944 年期间的资料, 两站丰、枯水期完全呈相反的趋势。因而人们对我国河流的水文变化规律早就有“南旱北涝”或“南涝北旱”的说法。当然个别年份, 由于大气环流异常, 以致几条大河同时出现丰水年或枯水年的现象也是有的, 例如, 1954 年是长江有记录以来稀遇的大丰水年, 同年北起松花江, 南达西江的全国河流几乎普遍出现丰水年。又例如, 1928 年为黄河大枯水年, 全国其它大河除松花江属偏丰年份外也均为枯水年。南、北河流同时遭遇丰水或枯水年的机遇虽然很少, 可一旦发生, 其带来的损失是非常严重的。

丰、枯水年组的循环规律与太阳黑子的相对数、大气环流因素的变化有很密切的关系。据研究, 海河流域的丰水年份往往出现在太阳黑子活动的低值年、高值年和高值年后两年的机会较多, 枯水年份多出现在黑子活动低值年前 2、3 年。

五、径流的年内变化

径流的年内变化也称径流的年内分配或季节分配。径流的季节分配影响到河流对工农业的供水和通航时间的长短。天然河流由于受气候因素及与流域调蓄能力有关的下垫面因素的影响, 径流量在年内的分配是不均匀的。径流的这种年内的变化, 也是径流补给条件在年内变化的结果。以降雨补给为主的河流, 降雨和蒸发的年内变化, 直接影响着径流的年内分配; 冰雪融水及季节性积雪融水补给的河流, 年内气温的变化过程与径流季节分配关系密切; 流域内有湖泊、水库调蓄或其它人类活动因素影响的, 则使径流的年内变化更为复杂。

表示河川径流年内分配的方法很多, 可归纳为两大类: 一类是多年平均季(或月)径流量占多年平均径流量的百分比; 另一类是采用某些特征值来综合反映径流量的年内变化。

(一) 径流的季节分配

研究河川径流的季节变化, 首先要确定统一的季节划分。根据我国气候情况, 取 12 月至 2 月为冬季; 3 月至 5 月为春季; 6 月至 8 月为夏季; 9 月至 11 月为秋季。

冬季是我国河川径流量最为枯竭的季节,故统称为冬季枯水。北方的河流因气候严寒和受冰冻的影响,冬季径流量大部分不及全年的5%,其中黑龙江省北部和西北地区的沙漠和盆地地区的河流不及全年的2%。然而北方河流中以地下水补给为主的河流,例如,黄土高原北部及太行山区的河流可达全年的10%,此外,新疆的伊犁河,因其水汽来自北冰洋,冬季降水较多,故冬季径流可达年径流的10%。南方冬季降水相对于北方虽然较多,一般可占全年的6%—8%,但也只有少数地区大于全年的10%,台湾省冬季径流量最多,可达15%以上,台北甚至高达25%以上。

春季是我国河川径流普遍增多的时期,但增长程度相差悬殊。东北、北疆阿尔泰山区因融雪和解冻形成显著的春汛,一般可占全年水量的20%—25%;内蒙古的东北部锡林郭勒,冬季多积雪、春季径流可占30%—40%,比夏季还多,为一年中径流最丰富的季节;江南丘陵地区,因雨季开始,径流量迅速增加,可占全年的40%左右;西南地区因受西南季风的影响,一般只占全年的5%—10%,造成春旱;华北地区一般在10%以下,春旱现象普遍。

夏季是我国河川径流最丰沛的季节,统称为夏季洪水。由于受东南季风和西南季风的影响,夏季我国季风地区降水量大增,南方河流夏季径流量可为全年的40%—50%;西南地区受西南季风影响,云贵高原达50%—60%,四川盆地更高,达60%,青藏高原则高达60%—70%。在北方,因雨量集中,夏季径流可达50%以上,其中华北和内蒙古中西部更可达60%—70%。在我国西北地区,夏季因气温升高,高山的冰雪大量融化,使夏季径流量高达60%—70%。总之,我国河流夏季都进入汛期,洪水灾害多在此时出现。

秋季是我国河川径流普遍减退的季节,也称秋季平水。全国大部分地区秋季径流量比重为20%—30%,其中江南丘陵只有10%—15%,有秋旱现象。海南岛为全国秋季河川径流量最高的地区,可达50%左右,为一年中径流最多的季节。其次是秦岭山地及其以南的地区,亦可达40%。

总之我国部分地区为季风区,雨量集中在夏季,径流亦如此。西北内陆河流主要靠冰雪融水补给,夏季气温高,径流也集中在夏季,这就形成我国绝大部分地区是夏季径流占优势的基本局势。径流年内分配不均、夏秋高、冬春少,不能满足农作物生长的要求,因此,一方面需要兴建大批水库、塘坝,拦蓄部分夏秋径流以弥补冬春的不足,另一方面又必需兴修防洪除涝的工程,防止江河泛滥,使洪涝得以迅速排除,以保证工农业正常的发展。

(二) 径流年内变化的特征值

综合反映河川径流年内分配不均匀的特征值有很多,下面介绍两种:

1. 径流年内分配不均匀系数 C_{vy} 其计算式为:

$$C_{vy} = \frac{\sum_{i=1}^{12} \frac{K_i^2}{\bar{K}} - 1}{12} \quad (3-31)$$

式中 K_i 为各月径流量占年径流的百分比; \bar{K} 为各月平均占全年百分比,即 $\bar{K} = \frac{100\%}{12} = 8.33\%$ 。

C_{vy} 是反映径流分配不均匀性的一个指标。 C_{vy} 越大,表明各月径流量相差越悬殊,即年内分配越不均匀, C_{vy} 小则相反。

2. 完全年调节系数 C_r 其计算式为:

$$C_r = \frac{V}{W} \quad (3-32)$$

式中, V 为调节库容; W 为年径流总量。

由于径流年内分配不均, 通常要建水库进行调节。假如建造的水库能把下游的径流调节得十分均匀, 即在一年内, 无论是在洪水期还是枯水期, 水库下游的河流流量是一样的(即等于年平均流量), 这样的调节称为完全年调节。径流量年内分配不同, 完全年调节的库容 V 就不同, 年内分配不均匀, 则 V 就大。因此 V 的大小可以作为反映河川径流年内分配不均匀的一个综合指标。 C_r 指标也可采用多年平均完全年调节系数 C_r^0 , 即

$$C_r^0 = \frac{\overline{V}}{\overline{W}} \quad (3-33)$$

式中, \overline{V} 为完全年调节库容的多年平均值; \overline{W} 为多年平均径流总量。

我国主要河流的季节分配 C_{vy} 值及 C_r^0 特征值见表 3-7。

表 3-7 我国主要河流径流量年内分配特征值

河名	站名	季节分配 %				C_{vy}	C_r^0
		冬	春	夏	秋		
松花江	哈尔滨	6.2	16.9	30	37.9	0.688	0.283
永定河	官厅	11.7	22.8	43	22.5	0.670	0.224
黄河	陕县	9.9	15.3	38.1	36.7	0.605	0.270
淮河	蚌埠	8.0	15.4	51.7	24.9	0.838	0.329
长江	大通	10.3	21.2	39.1	29.4	0.462	0.215
珠江	梧州	6.8	18.6	53.5	21.1	0.740	0.330
澜沧江	景洪	10.7	9.9	45.0	34.4	0.712	0.307

六、洪水与枯水

(一) 洪水

1. 洪水的概念 大量降水或积雪融水在短时间内汇入河槽, 形成特大的径流, 称为洪水。每当暴雨形成洪水时, 河流水量猛增, 往往超过河网正常的宣泄能力, 导致洪水灾害。我国各河均有洪水灾害的记载, 例如 1975 年 8 月, 河南的“75·8 大暴雨”所造成的特大洪水是历史上罕见的。由于洪水灾害威胁着人们的生命和财产安全, 因此研究洪水的形成和运动规律, 进行抗洪、防洪是非常重要的。

暴雨洪水在出口断面上的响应, 也可以通过流量过程线表达, 称之为洪水过程线。若先后两次降水由于前期降雨所形成的洪水过程尚未泄完, 第二次降雨所形成的洪水又接踵而来, 就形成了复式洪水过程线(图 3-37)。分析洪水过程线, 可以得到洪峰流量 Q_m , 洪水总量 W , 洪水总历时 T 等表征洪水特征的三个要素, 它是水利

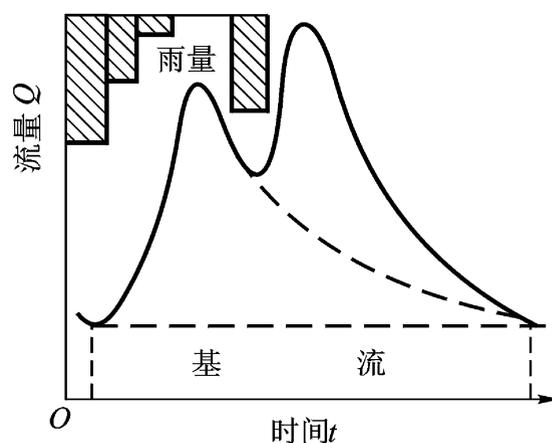


图 3-37 复式洪水过程线

工程设计的重要依据。在水利工程的设计中, 水工建筑物能够抗御的最大洪水称为设计洪水。通常所说某水库是按百年一遇洪水设计, 就是指该水库所能够抗御重现期为百年的洪水, “百年一遇”即为该水库的设计标准。设计标准是根据水工建筑物的规模和重要性而定的, 设计标准越高、抗御洪水的力量就越强、就越安全, 但是造价也越高。

2. 洪水的影响因素 洪水的影响因素主要为天气和下垫面两方面:

1) 天气因素 降雨是由于大气中的水汽经冷却而产生凝结的结果, 气流的垂直上升运动是导致冷却的主要原因。大气中的水汽和大气的垂直上升运动是形成降水的两个不可缺少的条件。一次降雨的强度及其特性取决于空气上升运动的强弱和持续性, 以及水汽输送的情况。在一定的天气形势下, 例如, 梅雨期的气旋波动、台风等就为降水提供了上述两个条件。这样的天气系统在一定的地区出现, 就可能形成暴雨, 进而形成洪水。

2) 流域的下垫面因素 如前已述, 地形的起伏影响气流运动。湿热气团在运动过程中如遇到起伏的高山峻岭, 就沿山坡爬升, 形成地形雨。例如, 河南的“75·8”型暴雨区主要出现在伏牛山脉的东麓, 在山脉的迎风坡一侧, 板桥水库处于三面环山、口朝东的马蹄形包围之中, 暴雨中心在山口徘徊少动, 加上天气因素配合, 大气中的巨大潜能遇到这种地形, 集中在这里把能量释放出来, 造成特大暴雨。

流域面积的大小、形状、土壤性质及植被等因素对洪水过程线的影响也很显著, 这里不再赘述。

3. 洪峰流量的推求 洪峰流量的推求是水文学研究的重要问题之一, 它是港口建设、给水排水, 道路桥梁及河流开发常遇到的水文问题。尤其是中小流域的洪水计算, 一般多缺乏实测资料, 而小流域洪峰流量突出地受到流域自然地理因素的影响, 流域面积小、汇流时间短、洪水陡涨陡落, 故一般用洪峰流量与有关影响因素(主要是降雨和流域特征)之间的经验关系, 建立经验的或半推理、半经验的公式来推求洪峰流量。

1) 根据洪水观测资料推求给定频率的洪峰流量。如果河流某断面上有年限较长(20年以上)的实测资料, 从中挑选一个最大的洪峰流量, 或将每年洪水记录中凡超过某一标准定量的洪峰流量都选上, 进行频率计算, 从而求得所需频率的洪峰流量。

2) 地区综合经验公式法。现有的经验公式很多, 其基本形式是:

$$Q_p = C_p F^n$$

式中, Q_p 为给定频率 P 的洪峰流量(米³/秒); F 为流域面积(平方千米); C_p 为随自然地理条件和频率而变的系数; n 为流域面积指数, n 一般采用 1/2、3/4 或 1。

3) 推理公式。推理公式认为, 流域上的平均产流强度(单位时间的产流量)与一定面积的乘积即为出口断面的流量, 当这个乘积达到最大值时, 即出现洪峰流量。由于对暴雨、产流和汇流的处理方式不同, 就形成了不同形式的推理公式。我国水利电力科学研究院通过对暴雨的研究, 并考虑到等流时线的概念, 提出下面的半理论半经验公式:

$$Q_m = 0.278 \frac{S}{\tau^n} F \quad (3-34)$$

式中, Q_m 为洪峰流量(米³/秒); $\frac{S}{\tau^n}$ 为洪峰径流系数, 即汇流时间 τ (小时)内最大降雨 H 与其所产生的径流深 h 之比值; F 为流域面积; 0.278 为单位换算系数; S 为雨力(毫米/秒), 与暴雨的频率有关, 一般可由最大 24 小时设计暴雨量按 $S_p = H_{24p} \cdot 24^{n-1}$ 计算而得, 有的地区直接绘有 S_p 等值线图备查; n 为暴雨衰减指数, 表示一次暴雨过程中各种时段的平均暴雨强度随着时段

的加长而减小的指标。当推求小于 1 小时的时段平均暴雨强度时, $n = n_1$, 约为 0.5 左右; 当推求大于 1 小时而小于 24 小时的时段平均暴雨强度时, $n = n_2$, 约为 0.7 左右。各省区有 n 的等值线图或地区综合成果供选用。

不难看出, 上式中的 S/τ^n 即为最大 τ 时段的平均暴雨强度, 即 $\frac{H_2}{\tau} = \frac{S}{\tau^n}$, 并称为暴雨强度公式。

上述水利电力科学研究院推理公式适用于 500 平方公里以下的流域。

4. 历史洪水的调查 在水文计算中, 历史洪水是正确推求设计洪水的重要资料, 无论是实测资料不足, 还是比较充分, 都必须充分重视历史洪水的作用。所谓历史洪水, 是指在该河段上可能调查到(或实测)的比通常洪水大得多的洪水。

为了使洪水调查和计算结果具有可靠性, 调查河段应符合下列要求: 尽量靠近拟建的工程所在位置; 有足够数量的可靠洪痕, 并有若干村落以便于查访洪痕位置及发生年代; 河段顺直、无支流汇入及无分流回流现象, 以便于计算洪峰流量; 调查河段多年间河床变化不显著。

1) 历史洪水调查的工作内容。历史洪水调查的内容如下:

调查前应收集河流有关的水文、气象、地质及原有勘测设计报告和地方志等资料。

调查历史上洪水发生的情况, 各次洪水发生的时间(年、月、日)、洪水来源、本流域及附近流域的降雨情况、洪痕的位置, 确定出最大、次大等各次洪水的顺序和重现期, 并在野外标出洪痕位置及编号等。

进行简易地形和洪痕高程测量。洪痕位置也要标在地图上, 并根据情况测出纵断面和若干横断面图。

整理分析测量结果并推算洪峰流量。

编写历史洪水调查报告。

2) 历史洪水的流量计算。历史洪水的流量计算方法为:

用比降法计算洪峰流量。在均匀顺直的河段上, 流量的计算可以忽略各断面流速水头的变化, 直接利用谢才公式求得平均流速和流量值, 即

$$\bar{Q} = \bar{F} \bar{v}$$

式中, \bar{v} 为河段的平均流速; R 为水力半径; I 为河段的水面比降; F 为断面面积。

令 $\bar{v} = \bar{c} \cdot \bar{R}$, 则 $\bar{Q} = \bar{c} \cdot \bar{I}$

式中 \bar{c} 值的计算为:

$$\bar{c} = \frac{F_1 + F_2}{2}; \bar{c} = \frac{1}{2}(c_1 + c_2); \bar{c} = \frac{1}{2}(R_1 + R_2)$$

$$\text{或 } \bar{c} = \frac{1}{2}(K_1 + K_2); K_1 = F_1 \cdot c_1 \cdot \bar{R}_1, K_2 = F_2 \cdot c_2 \cdot \bar{R}_2$$

系数 c 值的确定常用满宁公式:

$$c = \frac{1}{n} R^{1/6} \quad (3-35)$$

或用巴甫洛夫斯基公式:

$$c = \frac{1}{n} R^y \quad (3-36)$$

式中, n 是糙率, 可查糙率表; y 是与 n 和 R 有关的指数, 即 $y = 2.5 n - 0.13 - 0.75 R (n - 0.10)$, 巴氏公式只适用于 $R > 3.0$ 米的情况。

利用坝、急滩、卡口计算洪峰流量。在河道断面狭窄形成卡口的地方, 由于流速增大, 水面降低, 形成宽顶堰的泄流形式, 这时可根据堰上水头算出流量, 公式为:

$$Q = mb \sqrt{2g} H_0^{3/2} \quad (3-37)$$

式中, b 为堰顶宽度(米); H_0 为堰上水头(米); m 为泄流系数。

(二) 枯水

1. 枯水的概念 枯水是河流断面上较小流量的总称。枯水经历的时间为枯水期, 当月平均水量占全年水量的比例小于 5% 时, 则属于枯水期。枯水一般发生在地面径流结束, 河网中容蓄的水量全部消退以后。枯水期河道的水量完全依赖于流域蓄水量的补给, 流域蓄水量包括地面蓄水量和地下蓄水量, 枯水径流主要依靠地下水蓄水量。在我国, 主要靠雨水补给的南方河流, 每年冬季降雨量很少, 冬季均经历枯水阶段; 以雨雪混合补给的北方河流, 除雨少的冬季为枯水期外, 每年春末夏初、积雪融水由河网泄出后, 在夏季雨季来临前, 还会再经历一次枯水期。各河的枯水径流具体经历时间决定于河流流域的气候条件和补给方式。

枯水对国民经济有很大的影响。枯季河道水浅, 影响航行; 水位低影响水电站发电; 流量小农业灌溉、工业及城市供水也受影响, 因此枯水径流的研究也有重要的意义。

2. 影响枯水径流的因素 河流的枯水径流过程, 实质上就是流域蓄水量的消退过程, 因此影响枯水径流的因素和影响流域蓄水量的因素是密切相关的。

1) 流域蓄水量的影响因素。决定流域蓄水量的因素很多, 主要有枯水前期的降水量、流域地质、土壤性质及湖沼率、植被覆盖率等。前期降水量大、渗入地下的水量多, 地下蓄水量就多; 反之, 地下蓄水量少, 补给枯水径流就少。流域土壤若为砂质则多孔隙、岩层如多裂隙、断层, 则能使枯水前期降水大量入渗而储存; 含水层如多而厚、则层间水多、地下水储量也大, 这都直接影响枯水径流的大小与过程。流域内湖泊率、植被率大的河流, 枯水径流一般也较大, 且变幅小而稳定。

2) 河流的大小及发育程度因素。大河的流域面积大, 地面、地下蓄水量也较大, 同时大河水量越丰富, 水流的能量就愈大, 河床下切的深度也就愈大, 河流切割的含水层愈多, 得到层间水的层次和水量也愈多, 如图 3-38, 因而获得地下水补给的范围也就广, 故大河的枯水径流比小河丰沛而稳定。有的小河切不到含水层, 只有包气带的水作为枯水径流的补给, 因而枯水径流很小且变幅大, 有时甚至断流。河网充分发育的河流受到地下水露天补给的机会就多, 故枯水径流也较丰沛。当然, 河网密度的大小与水量补给的多少是有密切关系的、水量愈丰沛, 河网密度也愈大, 二者是相辅相成的。

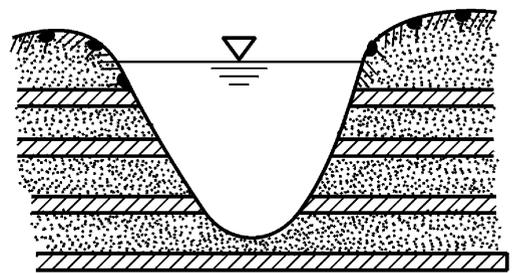


图 3-38 河流切割含水层示意图

3. 枯水径流的消退规律 枯水径流的消退主要是由流域蓄水量的消退形成的。其消退规律与地下水消退规律类同。在最简单的情况下, 可以认为流域蓄水量 W 与出水流量 Q 间存在

线性关系, 即

$$W = kQ$$

式中, k 为系数。

当无补给时, 流域蓄水量和出流量之间存在着下列平衡关系:

$$\frac{dW}{dt} = -Q$$

对前式微分: $dW = kdQ$, 代入上式可得:

$$kdQ = -Qdt$$

或

$$\frac{dQ}{Q} = -\frac{1}{k}dt$$

积分可得

$$Q_t = Q_0 e^{-kt} \quad (3-38)$$

式中, Q_t 为退水开始后 t 时刻的地下水出流量(米³/秒); Q_0 为开始退水时地下水出流量(米³/秒)。

令 $\frac{1}{k} = \tau$, 则 $Q_t = Q_0 e^{-\frac{t}{\tau}}$

τ 是反映枯水径流消退规律的参数, 上式反映了流域蓄水量补给枯水径流的汇流特性。因此当流域蓄水量大时出现径流大, 相应的流速也大, τ 值也较大, 流域退水快。 τ 值随水源比例不同而变, 地面补给大的 τ 值大, 地面补给小的则退水慢, τ 值小。

流量过程线的峰值过后, 流量逐渐减小, 至退水段上的拐点, 标志着地面径流注入河槽停止的时刻, 也即退水曲线的开始。退水曲线实际上还包括了地面径流(河槽蓄水)、壤中流和地下径流。退水曲线组成部分较有规律, 因不受降雨性质的影响, 其流量是按负指数规律随时间递减的, 如上式所表示。为了便于分析退水曲线, 可将退水流量观测值按时序绘制在半对数纸上(图 3-39), 可以发现一系列坡度不同(因 τ 值不同)的折线, 它反映了不同方式的补给, 便于划分来水方式和分割地下水(基流)。

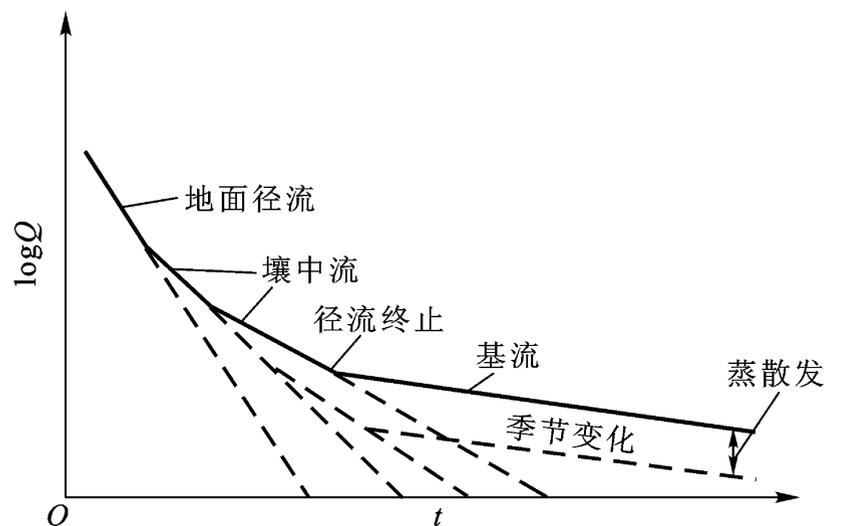


图 3-39 退水曲线

第四节 河水的运动

河水在重力作用下沿河槽不断向下游流动, 重力是决定河水纵向运动的基本动力。河水在运动过程中, 同时还受到地转偏向力、惯性离心力和机械摩擦力等的作用, 在这些力的影响下, 河水除了沿河槽作纵向运动以外, 还会产生各种形式的环流运动。运动着的河水具有一定的能量, 在自然状态下, 这种能量多消耗于冲刷河槽、挟运泥沙和克服各种摩阻力等方面, 这就是河水做功。河水做功的大小决定于流量 Q 及河段的落差 H , 即:

$$W = rQH = 1000QH \text{ (千克} \cdot \text{米/秒)} \quad (3-39)$$

式中, W 为功率; r 为单位体积的水重。

一、河水的运动状态

(一) 层流与紊流

按水流内在结构的差异, 可将水流的运动状态分为层流和紊流两种类型。层流的水流状态是, 全部水流呈平行流束运动, 即水质点运动的轨迹线(流线)平行, 在水流中运动方向一致, 流速均匀; 而紊流的流态是, 水流中每个水质点运动速度与方向均随时随地都在变化, 而且其变化是围绕一个平均值上下跳动的。从层流转变为紊流的判别数, 称临界雷诺数, 以 R_e 表示。 R_e 的数值取决于管径 d (或水力半径 R), 流速 V 及液体运动粘滞系数 ν , 即 $R_e = \frac{vd}{\nu}$ 或 $R_e = \frac{vR}{\nu}$, 在明渠流中, $R_e > 300$, 即 $R_e < 300$ 为层流。

天然河道的水流一般均呈紊流状态。紊流最基本的特征是, 即使在流量不变的情况下, 流量中任一点的流速和压力也随时间呈不规则的脉动。图 3-40 是实测的某点纵向流速随时间的变化示意图, 从图上可见, 任一时间 t 的流速可表示为

$$U = \bar{U} + U'$$

式中, U 为瞬时流速, U' 为脉动流速; \bar{U} 为时均流速。

在稳定流中, \bar{U} 是一个不随时间而变化的量, U' 的时均值为零, 即

$$\bar{U}' = \frac{1}{T} \int_0^T U' dt = 0 \quad (3-40)$$

式中 T 为时段。

紊流的另一个特性是具有扩散性能, 实验可见, 紊流能把带色的溶液扩散到全管, 使其与管中不带色的水体充分混合, 紊流的这种扩散作用, 也称紊动扩散作用, 它能够在水层之间传送动量、热量和质量。

(二) 脉动强度

脉动流速有大有小, 有正有负, 为了比较不同点水流脉动的强弱, 常用脉动流速的均方根来表示, 称为脉动强度。设一空间流场中任一点的瞬时流速的三个分量分别为 U, V, W , 则

$$U = \bar{U} + U'$$

$$V = \bar{V} + V'$$

$$W = \bar{W} + W'$$

把瞬时脉动流速 U', V', W' 分别平方, 求和、平均、再开方, 就得出各自的脉动强度:

$$u = \sqrt{\bar{U'^2}}$$

$$v = \sqrt{\bar{V'^2}}$$

$$w = \sqrt{\bar{W'^2}}$$

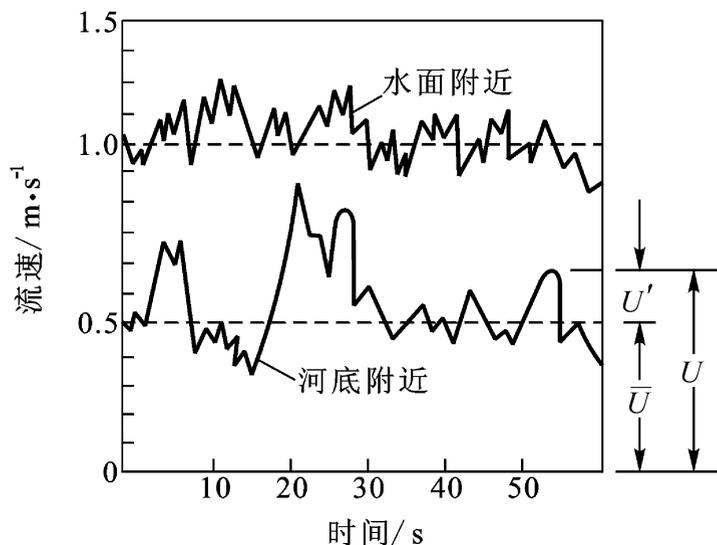


图 3-40 实测瞬时流速图

脉动强度具有速度的因次。也可以用相对脉动强度 $\frac{u}{U_*}$ 、 $\frac{v}{V_*}$ 、 $\frac{w}{W_*}$ 表示脉动的强弱。式中的 U_* 为摩阻流速或切力流速,具有速度因次,故相对脉动是一个无因次的量。据试验研究,相对脉强在近槽底附近最大,向水面逐渐减小,其变幅及数值又以纵向相对脉强 $\frac{u}{U_*}$ 为大。此外,资料还表明,脉动流速有大有小,出现频率高低不一,脉动流速大的出现频率低,脉动流速小的出现频率高。紊流中通常满布着紊动漩涡,紊动漩涡与脉动流速是密切相关的。脉动流速大处,紊动漩涡尺度也大;相反,漩涡尺度也小。通常大尺度紊动漩涡的脉动频率低,小尺度漩涡的脉动频率高。大尺度漩涡从时均水流中取得了紊动能,然后向次一级漩涡发送能量,最低级的小漩涡取得能量后,通过粘性作用,又把这些能量转化为热能而消耗掉,因此紊动漩涡起了传递能量的作用。而大尺度漩涡挟带泥沙离开河底进入高流速(主流)区,是泥沙悬浮的主要动力。

二、河水的纵向运动

上节中曾介绍水流为均匀流时,天然河道的平均流速可按谢才公式计算。即均匀流时,河水等速下移,河水纵向运动的情况比较简单。然而,流域降水后,地表径流不断注入河槽,河水的水位、流量及流速等不仅沿程不一,而且随时都在变化,原来稳定的水面受到干扰而形成波动,这就是洪水波。因而此时河水沿程的纵向运动过程,除了原来的稳定水流以外,还应加上河槽中洪水波的运动过程。

(一) 洪水波的概念

设雨前河道中原有一稳定水面,降雨后流域地表径流大量注入河槽形成洪水波,稳定水面上涌入的水量,称洪水波流量(图3-41),也称波流量,波流量沿程向下游移动,就形成了洪水波的运动。洪水波与一般海水波浪不同,它不仅沿河道有波形的传播,而且各个水质点也确实在向下游移动。

图3-42是洪水波形示意图,在初始稳定流水面上的附加水体(即波流量),称为洪水波的波体,波体轮廓线上任一点相对于稳定流水面的高度,称为洪水波高。波高随河长而变化,其中最大波高称洪水波峰,即图中的 $BD(h)$ 所示。在洪水波前进的方向上,波峰的前部称波前,后部称波后,波体与稳定水面交界的水流方向长度,称洪水波长(AC)。洪水波长一般为波高的数千倍,故属长波。洪水波水面相对于稳定流水面的比降,称附加比降,附加比降 i 可近似地用洪水波的水面比降 i 与稳定流水面比降 i_0 的差值表示,即 $i = i - i_0$,附加比降可正可负。涨洪段,即波前 i 为正,落洪段即波后 i 为负。

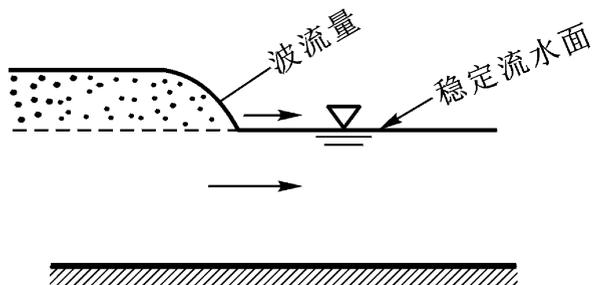


图 3-41 洪水波示意图

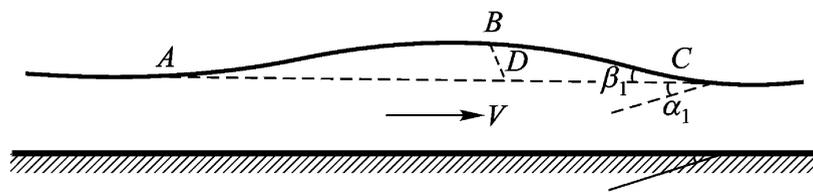


图 3-42 洪水波形示意图

(二) 洪水波的推移与变形

洪水波轮廓线上的每一点都占据一定的相对位置, 这就是洪水波位相的概念。例如, 波峰占据轮廓线上最高点, 故波峰就是一个位相。相应于一定位相的流量, 称为相应流量。相应流量所对应的位相在洪水波运动过程中是不变的, 但相应流量的数值并非固定不变, 如果减少, 则相应流量衰退。反之, 则相应流量增强。洪水波体上某一位相点沿河道的运动速度, 称为该位相点的波速, 一般说洪水波各位相点的波速是不相同的, 因此, 洪水波的运动并不是正平移运动。

河道上任一断面的洪水水位过程线或流量过程线, 实际上是洪水波上各位相点途经该断面时所呈现的水位值或流量值与其到达时间的关系曲线。河道上、下两个断面在一次洪水过程中水位过程线或流量过程线之间的差异, 必然反映了洪水波在该河段中的运动规律。

实测资料表明, 当河流中无旁侧入流时, 河段上、下两断面的水位过程线或流量过程线之间的差异, 通常表现为洪水波运动的两种现象。

1. 洪水波的推移运动 由图 3 - 43 可见, 洪水波上任一位相的水位(或流量), 在河段下断面出现的时间总是迟于在上断面出现的时间。这个时间差, 称为该位相的水位(或流量)的传播时间 t , 图 3 - 43 中, A 站洪峰出现于 8 月 4 日 21 时正, 而 B 站出现于 8 月 4 日 23 时, 故传播时间为 2 小时, 即经历 2 个小时, 洪水波已从 A 站推移到 B 站了。洪水波总是以一定速度缓变的波形不断向下游河段推移运动的。

2. 洪水波的展开与扭曲变形 图 3 - 44 是棱柱形河道中洪水波向下游推移的示意图。图中 0 - 0 线为行洪前稳定流的水面。洪水波自 t_1 时的 $A_1B_1C_1$ 传到 t_2 时的 $A_2B_2C_2$ 位置时, 由波前 BC 的比降大于波后 AB , 即波前水体运动速度

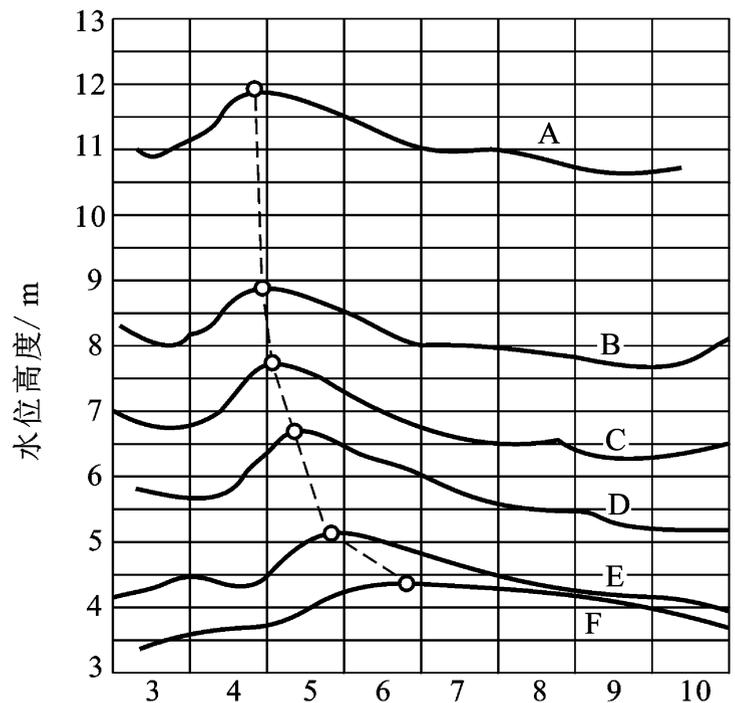


图 3 - 43 各站水位过程线

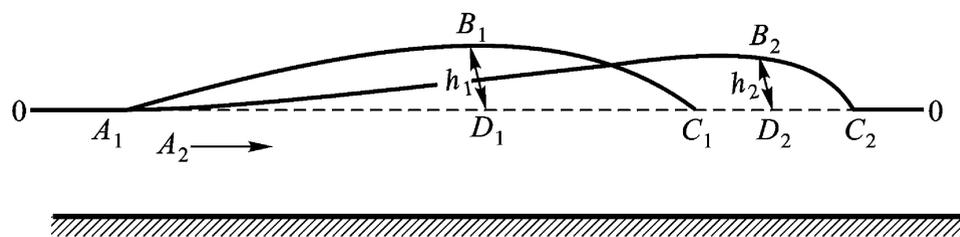


图 3 - 44 洪水波在运动过程中的变形

大于波后, 因此波长相对增大, 波高则逐渐减小, 即 $A_1C_1 < A_2C_2$, $h_1 > h_2$, 这种变形称为洪水波的展开。又由于洪水波各处水深不同, 波峰 B 点水深最大, 其运动速度大于洪水波上任何一点, 因而在洪水波推移运动中, 波前长度逐渐减小, $B_1C_1 > B_2C_2$, 比降不断增大, 波峰位置不断超前, 而波后长度逐渐拉开, $A_1B_1 < A_2B_2$, 比降逐渐平缓, 这种现象称洪水波的扭曲。展开和扭曲, 就是洪水波运动过程中发生的变形现象, 主要原因是水面存在着附加比降。洪水波变形的结果是, 波前越来越短, 波后越来越长, 波峰不断减低, 波形不断变得平缓, 波前水量不断向波后转移。

洪水波的推移和变形, 虽然表现形态不同, 但在洪水波运动中是同时发生的, 它导致洪峰向下游推移中的衰减。

在天然河道中, 由于深槽与浅滩相间, 断面宽窄不一, 而且有时还有区间来水, 所以洪水波运动的推移、变形现象就更为复杂。例如, 洪水波由宽段进入窄段, 波峰反而会沿程增高, 而由狭段进入宽段, 洪水波的展平就更为明显。

(三) 洪水波的运动速度

由图 3 - 43 相邻两站洪峰出现时间的间隔除两站的距离, 即可得洪水波波峰的运动速度。图中 A、B 两站间距 7.3 公里, 洪峰出现时间间隔 2 小时, 故波峰运动速度为 3.65 公里/小时。然而洪水波各部位的运动速度是不同的, 但对任何给定位相点, 其波速与该处断面平均流速之间均具有一定的关系。

洪水波运动属于缓变不稳定流, 即洪水波的运动要素随时间 t 和沿河长 L 而变化, 就流量而言:

$$Q = f(L \cdot t)$$

当流量为常量时, $dQ = 0$

$$-\frac{Q}{L}dL + \frac{Q}{t}dt = 0 \quad (3 - 41)$$

移项 $\frac{dL}{dt} = -\frac{Q}{t} / \frac{Q}{L}$

式中 $\frac{dL}{dt} =$ (为洪水波波速)

$$= \frac{dL}{dt} = -\frac{Q}{t} / \frac{Q}{L} \quad (3 - 42)$$

由不稳定流方程组(圣维南方程组)中的连续方程式得:

$$\frac{Q}{L} + \frac{F}{t} = 0$$

式中 F 为过水断面面积

$$\frac{Q}{L} = -\frac{F}{t} = -\frac{F}{Q} \frac{Q}{t}$$

代入(3 - 42)式 $= -\frac{Q}{t} / -\frac{F}{Q} \frac{Q}{t}$

即 $= \frac{Q}{F}$

上式表明, 洪水波的点波速就是断面流量的运动速度。

由 $Q = FV$

式中, V 为断面平均流速。

对上式进行全微分, 即 $dQ = VdF + FdV$

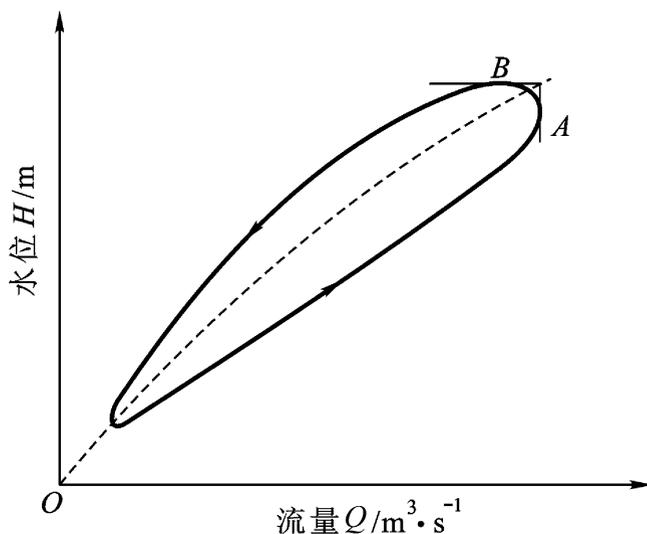


图 3 - 45 绳套形水位 - 流量关系图

$$\frac{dQ}{dF} = \frac{VdF + FdV}{dF} = V + \frac{FdV}{dF}$$

即
$$= V + \frac{FdV}{dF} \quad (3 - 43)$$

由谢才公式 $V = c Ri$, 并用平均水深 h 代替水力半径 R , 即

$$V = c hi$$

$$dV = \frac{c i}{2} \frac{dh}{h} = \frac{c}{2} \frac{hidh}{h} = \frac{Vdh}{2h}$$

当河道为棱柱形时, $F = Bh$, $dF = Bdh$ 。

式中, B 为河宽。将上述 dV , F , dF 值代入(3 - 43)式, 得

$$= V + \frac{BhVdh}{2hBdh} = V + \frac{V}{2}$$

故
$$= 1.5V \quad (3 - 44)$$

上式说明, 点波速在棱柱形河道中等于 1.5 倍断面平均流速。用上述方法可以近似地求出其它形状河道洪水波的点波速与断面平均流速之间的关系。

通常, 在无支流汇入的平整河段中, 仅有单一洪水波时, 在任何断面上各最大值出现的次序为: 最先出现最大比降, 其次出现最大流速, 再次出现最大流量, 最后出现最高水位。这种特征值的出现次序, 从物理成因上可以理解。

在稳定流时, 水位与流量之间可以是单值关系。在洪水波传播过程中, 这种单值关系就被破坏而形成较复杂的多值关系。在行洪时, 由于涨洪的附加比降 $i > 0$, 水面比降越大, 断面平均流速也越大, 故水位相同的情况下, 涨水段的流量必大于稳定流时的流量, 导致涨水段的水位流量关系曲线偏于稳定流时的右方。相反, 退洪的附加比降 $i < 0$, 在水位相同的情况下, 退水段的流量小于稳定流时的流量, 形成了退水段的水位流量关系曲线偏于稳定流时的左方。这样一次洪水过程线便形成了逆时针的绳套关系曲线, 见图 3 - 45。该图实线表示上述绳套关系, 虚线表示单值关系, 图中 A 点为最大流量点, B 点为最高水位点。可见, 在洪水过程中, 水位最高时流量不一定是最大值, 流量最大时不一定水位最高。因此, 在应用洪水资料和分析水位流量关系时要注意这个概念。

三、河水的环流运动

河道水流的内部结构是相当复杂的, 除具有水质点脉动的紊流结构外, 河水内部还具有局部水流环绕着一定的旋转轴作往复运动的环流结构。河水内部的不同水质点或水团, 在重力、惯性离心力及地转偏向力等的综合作用下, 呈螺旋状下移, 或是漩涡状运动, 这种现象统称为水内环流。通常, 螺旋流往往与沿程纵向水流相结合, 漩涡流则基本上脱离纵向水流, 而相对封闭地作回旋运动, 两者运动特征虽有差异, 但均属与河道纵向水流相伴而生的次生流。因此, 有些学者把纵向水流作为河道的主流, 将其他各类环流统称为副流。

环流对于泥沙运动和河床演变有重要的影响, 它是引起泥沙横向输沙的主要动力, 是形成河槽形状多样化的主要原因。

(一) 环流的类型

环流分类的方式很多, 武汉水利电力学院张瑞瑾教授根据环流的形态, 将环流划分为纵轴环流、横轴环流、斜轴环流及竖轴环流 4 类。

1. 纵轴环流 纵轴环流的旋转轴呈水平状, 并基本上与纵向主流方向平行。这种环流多与纵向水流结合在一起, 成为螺旋流。根据形成环流动力因素的差异, 纵轴环流又分弯道螺旋流与复合螺旋流两种。

弯道螺旋流主要是由弯道惯性离心力的作用形成的, 它是蜿蜒性河段水流结构的主要形式。水流进入弯道后, 在纵向下移的同时, 受到弯道惯性离心力的作用, 迫使水体紧紧压向凹岸, 使凹岸水面高于凸岸, 从而形成横比降, 表流流向凹岸, 凹岸水位抬高形成下降流; 底流流向凸岸, 凸岸边为上升流, 这样在横断面上的投影为一个封闭的环流, 见图 3 - 46。弯道螺旋流的规模很大, 往往充满全部河槽。在各种环流中, 弯道螺旋流对泥沙运动及河槽变形影响最大。

由于地转偏向力在北半球偏右, 南半球偏左, 在北半球的河流向左转弯时, 惯性离心力与地转偏向力方向一致, 两力相加使横比降加大, 形成的螺旋流则更强; 向右转弯时, 两力方向相反, 合力为两力的差值, 横比降相对减小, 故形成的螺旋流也相对较弱。

复合环流大多发生在较大的顺直河段, 由两个或两个以上旋转方向不同的纵轴环流组成, 但在各个环流的交界面上流向必须相同。复合螺旋流多半是由于涨水或落水时, 流量突然变化而形成的。

2. 横轴环流 横轴环流的旋转轴呈水平状, 它与纵向的主流相垂直。横向环流多为相对封闭的回旋流。在回旋运动的过程中, 回旋水体也能通过交界面与纵向水流的水体不断地交换。横向环流的成因不一。例如: 桥墩前的横轴环流是由于前进水流受阻, 动量突变而形成的(图 3 - 47)。而挡水建筑物下游的横轴环流, 则是由于水流的离解作用而形成的(图 3 - 48)。

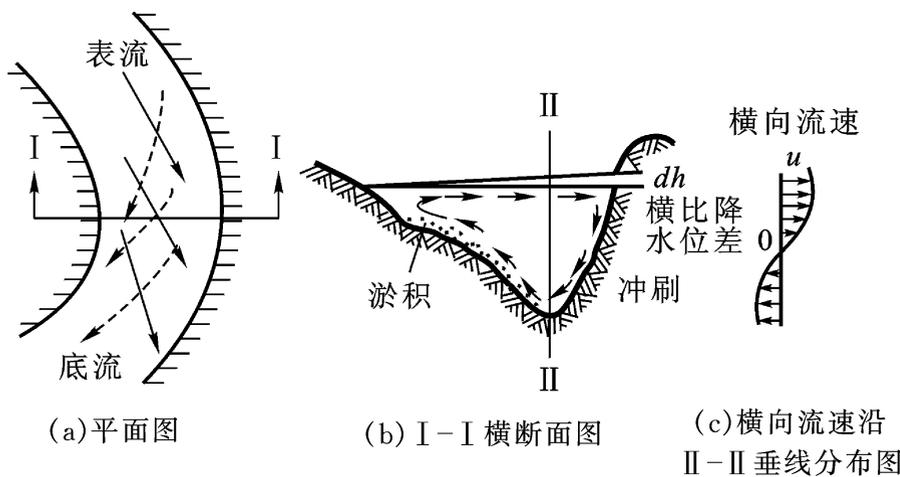


图 3 - 46 弯道螺旋流示意图

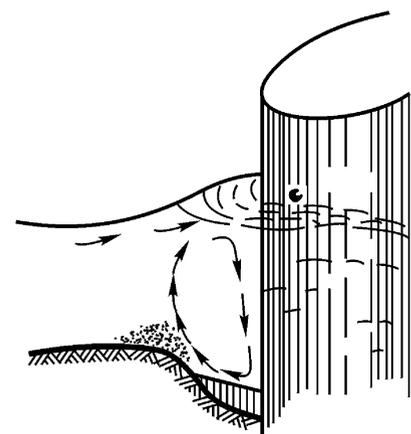


图 3 - 47 桥墩前横轴环流示意图

流经扩散段或减速区的水流, 在贴近边壁的水层中, 水质点由于减速而将动能转化为压能, 当流速降到零时(图中 O 点), 水质点便停滞下来, 因而迫使继续流来的水质点离开边壁而沿着主流方向(图中 OA 方向)运动, 在分离点以下的空间(图中 OA 与边壁之间), 由该点下游的水倒转进行补充, 从而形成漩涡或回流。上述作用过程称为水流的离解作用。水流离解作用还可以形成斜轴环流或竖轴环流。

3. 斜轴环流 斜轴环流的旋转轴也呈水平状, 它与纵向主流斜交。斜轴环流多为水流离解作用的产物, 如水流越过与主流斜交的岸边沙嘴后, 在沙嘴下游形成的环流, 即属此类, 见图 3 - 49。

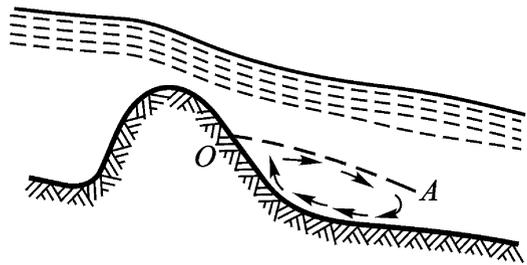


图 3 - 48 拦水堰下游横轴环流示意图

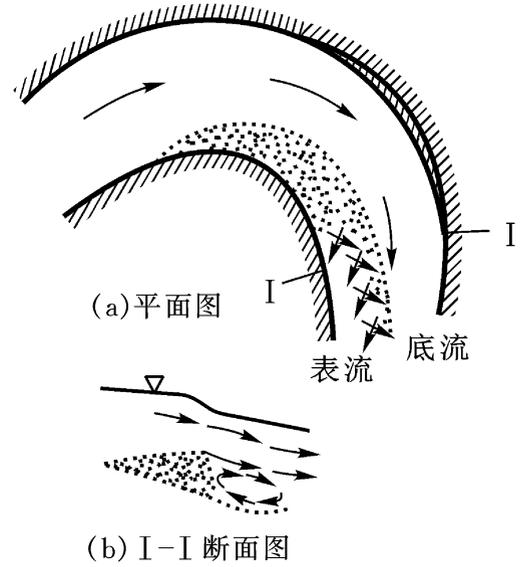


图 3 - 49 斜轴环流示意图

4. 竖轴环流 竖轴环流的旋转轴呈铅直方向与主流及河底相垂直, 是相对封闭的回旋流。它主要是由水流离解作用产生的。例如, 在突然展宽的河段, 两侧岸边形成的环流(图 3 - 50)。此外, 在弯曲河段由于洪水主流趋直, 凹岸边出现撇弯现象所形成的回流(图 3 - 51), 也属此类。

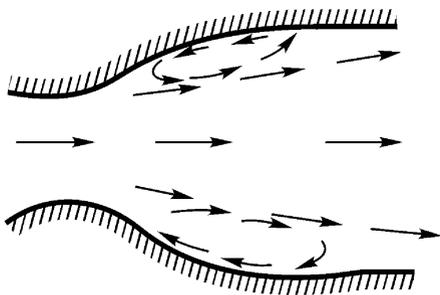


图 3 - 50 展宽段竖轴环流示意图

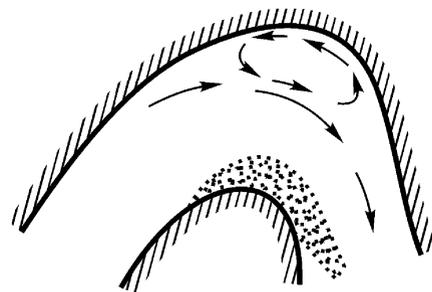


图 3 - 51 因撇弯形成的竖轴环流

(二) 环流结构对泥沙运动的影响

引起环流的力来自水流本身, 然而河道的平面形势和形态特征, 往往对形成环流的力学因素起着重要的作用。天然河道的河槽形态是多种多样的, 因此, 河道中的环流结构, 其复杂程度、稳定程度和强烈程度也因地而异。尽管环流的结构形式、规模和成因是多种多样的, 但它们对泥沙运动及河槽演变的影响, 却具有如下的共同性质。

1. 具有水平轴(包括纵轴、横轴及斜轴)的环流, 除了因离解作用而形成的环流外, 底层水流方向往往与水面倾斜方向一致, 表层水流的方向则与水面倾斜方向相反。在含沙较少的表层水流插入底部的地方, 常常发生冲刷; 含沙较多的底层水流上升处, 常常发生淤积; 在弯道中凹岸的冲刷, 凸岸的淤积(图 3 - 46b), 在桥墩前的冲刷坑及其边缘堆积物的形成等(图 3 - 47), 都与环流的这一特性有关。

2. 纵轴环流在临近河底处, 由于横向流速 u_y 较大, 纵向流速 u_x 较小, 故螺旋流的旋度 $\frac{u_y}{u_x}$ 较大; 在水面横向流速 u_y 虽大, 但纵向流速 u_x 更大, 故螺旋流的旋度 $\frac{u_y}{u_x}$ 较小。在垂线中部一定的

位置(图 3 - 46c 中的 0 点), 横向流速 u_y 为零, 故旋度也为零, 该处的水流方向与纵向水流重合。由于螺旋流在河底附近有较大的旋度, 故对泥沙的横向转移起着重要的作用, 这一特征在河流弯道段尤为明显。

3. 在螺旋流中, 泥沙除沿着与旋转轴垂直的方向运动外, 还沿着与旋转轴平行的方向运动。因此, 当螺旋流的旋转轴与纵向主流斜交时, 泥沙沿着旋转轴方向运动的过程中, 将导致泥沙的横向转移。例如, 与主流方向斜交的浅滩或沙嘴下游所形成的螺旋流, 便具有横向输沙的特性。

4. 相对封闭的竖轴环流或横轴环流能造成冲刷, 也可导致淤积。这取决于环流强度与纵向水流挟带泥沙的多寡。对于河床组成物质较细, 而且水流挟沙能力强的河段, 如果环流强度大而纵向水流实际挟沙少, 则河槽遭受冲刷; 反之, 则淤积。通常在拦河建筑物下游, 因消能或泄水设备而形成的横轴环流, 常具有较大的强度, 而该处水流含沙量小, 因此常常导致河床冲刷。在凹岸, 由于撇弯形成的竖轴环流, 强度一般较小, 此时纵向水流挟沙又较多, 故多造成河床淤积。

总之, 河道水流内部的紊流及环流运动, 对河流泥沙运动及河槽演变作用很大, 紊动结构直接影响水流挟运泥沙的能力, 环流结构主要决定泥沙冲淤动向。由于紊流结构直接受水流流速场的制约, 而环流结构对流速场的形态有很大的影响, 故不同的环流流态, 其紊流的运动特性也有很大的差异, 因此, 水内环流的观测研究, 对定量、深入研究泥沙运动和河槽演变是极为重要的。

四、河流的泥沙运动

河流泥沙是指组成河床和随水流运动的矿物、岩石固体颗粒。随水流运动的泥沙也称固体径流, 它也是重要的水文现象之一。河流泥沙对于河流水情及河流的变迁有着重要的影响, 防洪、航运、灌溉、发电、港口码头等水利工程建设, 都必须考虑河流泥沙问题。

河流泥沙主要是流域地表流水侵蚀作用的产物。流域地表冲蚀的泥沙数量, 通常以侵蚀模数表示, 即每平方公里面积上, 每年侵蚀下来并汇入河流的泥沙吨数(吨/公里²·年), 河水中泥沙的多寡以含沙量表示, 即单位体积浑水中所含泥沙的重量(公斤/米³)。流域的侵蚀模数和河流的含沙量主要取决于, 流域上暴雨集中的程度、土壤结构与组成、地表切割程度、地面坡度及植被覆盖的条件。例如, 我国黄河中游的黄土高原地段, 由于土质松散, 多暴雨, 地表切割破碎, 植被覆盖又差, 故侵蚀模数和河流含沙量均很高, 其中无定河、延河等地区侵蚀模数可达 10000 吨/公里²·年以上, 河流多年平均含沙量达 300 公斤/米³, 是全国水土流失最严重的地区。我国南方由于植被条件较好, 侵蚀模数多在 1000 吨/公里²·年以下, 河流含沙量一般不超过 1 公斤/米³。

(一) 泥沙的水力特性

河流泥沙的运动不仅与水力条件、水流结构有关, 而且也与泥沙特性有关。泥沙特性包括颗粒的大小、形状、容重及泥沙的水力特性。

泥沙颗粒在静水中下沉时, 由于重力作用, 开始具有一定的加速度, 随着下沉速度的增加, 下沉的阻力也渐渐增大, 当下沉速度达某一极限值时, 阻力与重力恰好相等, 则泥沙以均匀速度下沉, 这时泥沙的运动速度, 称为泥沙的沉降速度。因为沉降速度的大小也可用来表达泥沙直径的大小, 故沉降速度也称泥沙的水力粗度。沉降速度通常用符号 v_s 表示, 单位为厘米/秒。影响天然河道泥沙沉降速度的主要因素有: 泥沙颗粒直径 d , 泥沙容重 r_s , 水流的紊动强度等。

根据泥沙颗粒在水中沉降时重力与阻力平衡的方程推算,得泥沙沉速的基本公式为:

$$= \frac{4}{3} \frac{\rho_s - \rho_w}{c_D} g d \quad (3-45)$$

式中, ρ_s 及 ρ_w 分别为泥沙和水的密度; g 为重力加速度; c_D 为阻力系数,阻力系数与流态有关。

如处于层流状态,则:

$$= \frac{1}{18} \frac{\rho_s - \rho_w}{\mu} g d^2 \quad (3-46)$$

式中, μ 为运动粘滞系数。

如处于紊流状态,则:

$$= 1.052 \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} g d \quad (3-47)$$

泥沙的沉降速度是反映泥沙水力特性的一个十分重要的指标。组成河床的泥沙,如果其沉降速度越大,则抗冲性越强;随水运动的泥沙沉降速度越大,沉淀于河床的倾向性越大。

根据泥沙在水中的运动状态,可将其分为推移质(亦称底沙)和悬移质(亦称悬沙)两类。推移质粒径较粗,其沉降速度比垂向脉动流速要大得多,不能悬浮在水中,只能在离床面不远的范围内,在纵向水流的推动下,沿着河底跃移、滚动或滑动,故也称底沙。推移质在运动过程中能经常与组成河床的泥沙(称床沙)发生交换。悬移质粒径较小,其沉降速度比水流的垂向脉动流速小,在紊动扩散作用下,可以悬浮在水流中,也称悬沙。悬移质在运动过程中,其较粗的部分也常与推移质发生交换。总之,底沙、悬沙和床沙是可以相互转换的,同一组粒径的泥沙,在不同河段或同一河段的不同时间,可作推移运动,也可呈悬移状态下移,主要取决于流速的大小。

(二) 推移质运动

1. 单颗泥沙的推移运动

1) 泥沙的起动条件 在分析河槽的冲刷特性时,必须先弄清泥沙的起动条件。据观察,颗粒大的泥沙或砾石,在起动时,常常是单粒地滑动或滚动;颗粒较细的泥沙在起动时往往是成片滚动或跃动。

作用于河底泥沙颗粒的力,包括促成其起动的力和抗拒起动的力(图 3-52)。促成泥沙起



图 3-52 作用于河底沙粒的上举力和推移力

动的力主要有纵向水流的正面推力 P_x , 泥沙上、下部不对称的绕流作用所产生的上举力 P_z , 以及紊动水流的脉动压力(这种压力大小方向不变,对泥沙只施以摇撼作用),其中正面推力是最主要的,脉动压力通常忽略不计,而上举力计算时,往往也会被略去,促进起动的力是变数,取决于水流的平均速度。抗拒起动的力主要有泥沙在水中的有效重力 G ,泥沙颗粒滑动时与河床的

摩擦力(与摩擦系数 f 有关), 泥沙颗粒之间的粘结力(如为粗粒单颗泥沙计算时, 此力可略去)。颗粒给定后, 抗拒起动的力就是常数了。

假设河床表面泥沙颗粒的形状为一个具有 d 边的立方体。正面推力 P_x 与泥沙压力面 d^2 及流速水头 $\frac{V^2}{2g}$ 成正比, 即

$$P_x = rk \frac{d^2 V^2}{2g}$$

式中, r 为单位体积水重; V 为作用于泥沙颗粒面上的流速; g 为重力加速度; k 为泥沙颗粒形状系数。

抗拒泥沙起动的力 W 与泥沙在水中的有效重力 G 和摩擦系数 f 成正比, 即:

$$W = Gf = d^3 (r_s - r) f$$

式中, r_s 为泥沙的比重。

于是, 泥沙在将动而又未动的临界状态下, 其力的平衡方程应为:

$$P = W$$

$$\text{即} \quad rk d^2 \frac{V^2}{2g} = d^3 (r_s - r) f \quad (3 - 48)$$

式中没有考虑河床比降, 因比降数值小, 可忽略不计。整理上式得:

$$d = \frac{rk}{2fg(r_s - r)} V^2$$

$$\text{令} \quad A = \frac{rk}{2fg(r_s - r)}$$

$$\text{则} \quad d = AV^2$$

上式表明在河床上移动的推移质的直径与水流速度的平方成正比, 因为推移质的重量与直径三次方成比例, 如将上式两侧立方并乘以 r_s 得

$$d^3 r_s = r_s (AV^2)^3 = r_s A^3 V^6$$

$$\text{令} \quad A = r_s A^3$$

$$\text{则} \quad d^3 r_s = A V^6 \quad (3 - 49)$$

上式说明推移质的重量与水流速度的六次方成正比。这就是著名的艾里定律。该定律阐明了泥沙冲刷及运动的许多现象。如果平原河流与山区河流流速之比为 1/4, 则被推移的泥沙颗粒的重量比将是 $1/4^6$, 即 $1/4096$ 。从这个实例清楚地看出, 为什么平原河流只能推移细粒泥沙, 而山区河流往往可以推移巨砾。

2) 起动流速 泥沙原来在河床上是静止不动的, 如果接近河底的水流速度增加到一定数值时, 作用于泥沙颗粒的力开始失去平衡, 泥沙便开始起动, 这时的临界流速称为起动流速 (V_c)。泥沙的起动标志着河床冲刷的开始, 即起动流速是河床不受冲刷的最大流速, 又称允许流速。在河渠设计中, 设计流速必须小于允许流速, 故对其的研究具有重要意义。

起动流速与泥沙粒径 d , 颗粒沉速 v , 水深 h 等有密切关系。据实验表明, 最小的起动流速发生在粒径 $d = 0.2$ 毫米处(水深越大粒径略有增大), 大于此粒径时, 重力作用占主导地位, 故粒径越大, 起动流速越大, 小于此粒径, 粘结力占主导地位。故粒径越小, 起动流速越大。根据

作用于颗粒泥沙的正面推力、上举力及泥沙的有效重力等力学因素之间的极限平衡概念, 推出泥沙起动公式的结构形式, 再利用实验资料可以检验, 获得公式中的各个参数, 从而建立起动流速的半经验公式, 由于对因素的考虑和处理的方法不同, 就出现了各种不同形式的计算公式。

沙莫夫(T. N. WI) 公式:

$$V_c = 4.6R^{\frac{1}{6}}d^{\frac{1}{3}} \quad (3-50)$$

沙莫夫公式推导时, 仅考虑重力, 未考虑粘结力的影响, 因此该式仅适用于 $d = 0.2$ 毫米的粗沙。该式计算简便, 广为采用。

张瑞瑾公式:

$$V_c = \frac{h}{d}^{0.14} \left[1.76 \frac{r_s - r}{r} d + 0.000000605 \frac{10 + h}{d^{0.72}} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3-51)$$

式中 h, d 分别为水深及粒径, 均以米计。

张瑞瑾公式兼顾了重力和粘结力的因素, 故对粗细沙均适用。

3) 止动流速 起动流速是泥沙从静止到运动的临界值, 当流速减小到某数值时, 运动着的泥沙便停止在河床上不动了, 此时的临界流速称为泥沙的止动流速。由于泥沙在起动时除了克服泥沙的重量外, 还要克服河床的摩擦力及粘结力, 而泥沙止动时没有这个阻力因素, 故止动流速一般比起动流速小。泥沙颗粒越细, 起动流速与止动流速的差值越大。据试验, 泥沙的起动流速一般为止动流速的 1.2—1.4 倍。

4) 扬动流速 当流速超过起动流速时, 河床泥沙开始滑动, 流速增大, 泥沙间歇性跃动, 流速再增大, 跃动的高度和距离随之增大。当流速增大到一定程度后, 泥沙不再回到河床上, 而悬浮在水中, 随水流一起下移, 这时的水流速度称为扬动流速, 它是泥沙从推移到悬移运动的一个参数。泥沙悬浮以后, 水流的脉动强度和泥沙的沉降速度就成为泥沙运动的主要力学因素了。

一般说, 扬动流速应大于起动流速, 但是对于细颗粒来说, 却不完全如此。据试验, 当 $d < 0.08$ 毫米时, 扬动流速却小于起动流速, 它是由于细粒泥沙粘着在河床上, 起动时所需的流速较大, 起动后, 因其沉降速度小, 河床最小的脉动强度也可把它托浮起来, 故一经起动, 立即进入悬浮状态。扬动流速的经验公式为:

$$V_{扬} = 0.812d^{\frac{2}{5}} \frac{1}{h^{\frac{1}{5}}} \quad (3-52)$$

2. 群体泥沙的推移运动 冲积河流推移质运动达到一定规模时, 河床表面便逐渐形成外形与风成沙丘类似的起伏的水下沙波, 称沙波运动。沙波运动是推移质群体运动的一种主要形式, 也是构成河床地形的基本单位。

沙波表面的水流速度分布是不均匀的。(图 3-53a) 迎水坡面流速逐渐增大, 到波峰达最高值, 水流越过波峰后, 发生离解现象, 在背水坡引起横轴环流性质的漩涡流, 使谷底流速为负值。这样迎水坡为水流加速区, 泥沙被推移的数量不断增加, 坡面不断

受冲刷, 冲刷下来的泥沙越过波峰后, 粗粒的跌入谷底, 细粒的可随横轴环流掀起, 落到下一沙

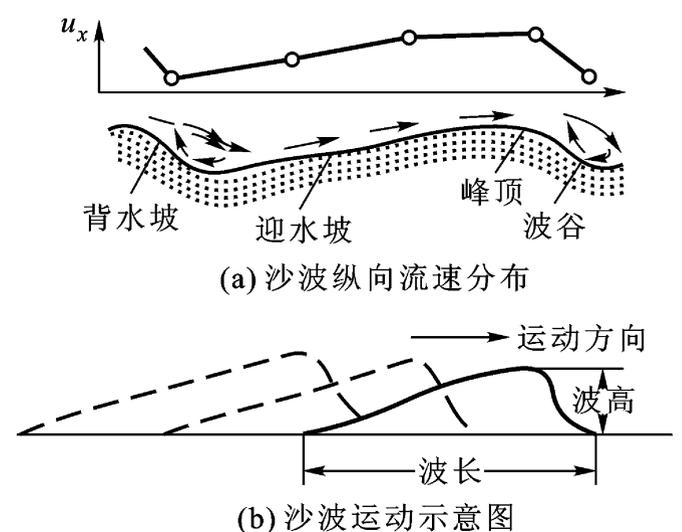


图 3-53 沙波及其运动

波迎水坡基部。因此,沙波的迎水坡不断被冲刷,背水坡不断淤积,整个沙波能大体维持固定的外形,缓慢地向下游移动(图3-53b)上述过程不难看出,沙波的运动有两个现象:一是沙波对床沙的分选作用;二是沙波内单颗泥沙运动(尤其粗粒)是间歇性的运动。

沙波运动有其发生、发展和消失的过程,这一过程与泥沙粒径、水深和水流速度有关。流速小于泥沙的起动流速时,河床质不能转化为推移质,沙波不能形成;流速大于扬动流速时,河床失去推移质,沙波则消失。据长江汉口段的观测,当水位接近中水位、流速为0.88米/秒时,沙波开始形成,在流速达1.4米/秒时,波高达最大值,沙波充分发展,迅速下移;当水位继续上涨,流速增到1.51米/秒时,由于输沙强度过大,沙峰逐渐削平,群沙层移,沙波就消失了。长江中下游沙波的规模一般是:波高0.3—0.9米,波长40—457米,沙波运动速度为3.45—52.7米/天。

沙波的消长对河流的阻力损失、水流结构及航道水深均有很大的影响。

3. 推移质输沙率 天然河道的推移质输沙能力用推移质输沙率表示。推移质输沙率是指单位时间内通过河槽单宽的推移质数量,其单位为公斤/米·秒或米³/米·秒。如果上游推移质来量小于本河段推移质输沙率,就形成冲刷;反之,则发生淤积。研究输沙率的规律,就可以从水力泥沙条件来判断河槽的冲淤。

(三) 悬移质运动

悬移质是泥沙运动的主要方式之一。冲积平原河流所挟带的泥沙中,悬移质占绝大部分,有些山区河流,悬移质也可占很大比重。

紊动作用是泥沙悬浮的主要因素,而重力作用是泥沙不能悬移的主要因素。泥沙在悬浮过程中所遵循的运动规律,实质上即是这两种作用矛盾统一的关系。天然河道里的悬移质,常常是一部分处于下沉状态,另一部分处于上浮状态;某一瞬间上浮部分占优势,另一瞬间下沉部分占优势,全部悬沙绝对、恒定的呈悬浮状态是极少有的。

1. 悬移质的分布与变化 悬移质含沙量沿垂线的分布具有自水面向河底增加的趋势。泥沙的粒径也是近河底的较大,向上逐渐变小。这是由于河水的紊动能量由下向上逐渐减小所致。不同粒径的悬沙垂线上分布均匀性不同,颗粒越细,垂线分布越均匀,越粗则越不均匀(图3-54)。一般说,同一条河流,洪水期由于来自流域表面的细沙较多,故含沙量沿垂线分布较均匀,枯水期,流域来沙少,河中粗粒较多,分布就较不均匀。

悬移质含沙量在断面内的分布规律性较差,一般横向变化比垂向变化小,近主流和近局部冲刷处的含沙量一般比岸边大,顺直段、断面形状较规则处含沙量分布较均匀;弯道段,断面形状不规则处,含沙量分布往往不均匀。

含沙量沿河流纵向变化,主要决定于河段的比降、流量及河段产沙等自然条件,黄河中游流经水土流失严重的黄土高原,故中游龙门、陕县等站的含沙量,这比上游和下游都大。悬移质粒径沿河床分布总的趋势是向下游逐渐变小,例如,黄河悬移质泥沙的平均粒径,在龙门为0.021毫米,潼关为0.019毫米,陕县为0.0165毫米,至涑口则为0.0105毫米。

含沙量随时间的变化,主要取决于流量的大小和水流侵蚀作用的强烈程度。通常,随着流量的增加,含沙量也相对增加。但是,最大沙峰往往出现在每年初洪和最大洪峰之前,因为流域上一年秋冬及当年春季堆积了大量风化物,被夏季初洪的流水冲进河槽,故含沙量较大,其后,虽然水量继续增大,流域来沙反尔减少。

2. 水流挟沙能力 单位水体积的饱和含沙量,称为水流挟沙能力。当上游来水中实际含

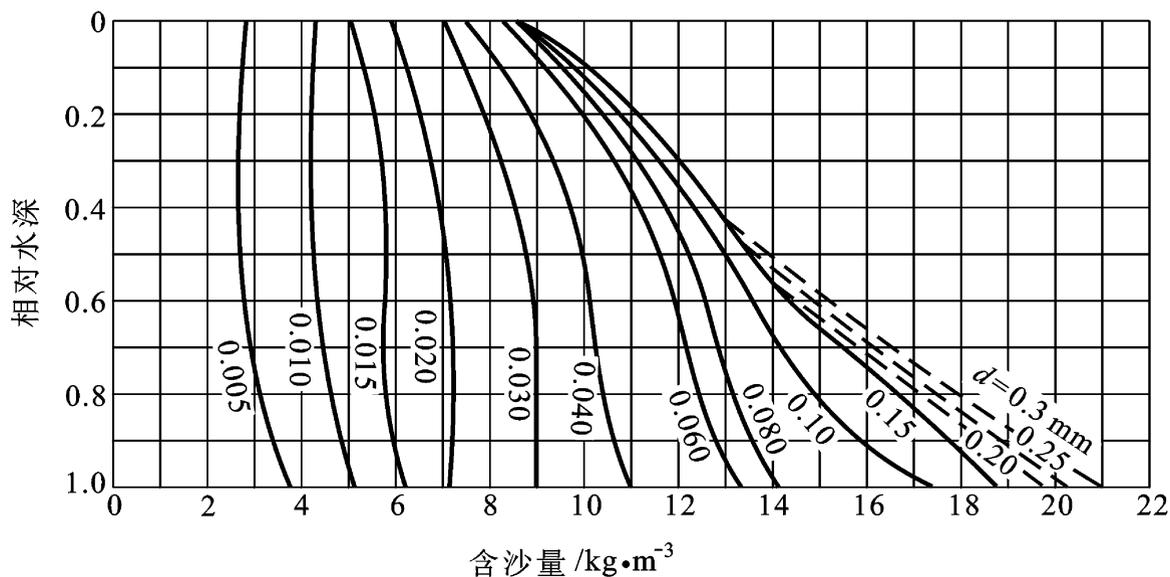


图 3 - 54 不同粒径含沙量沿垂线分布图

沙量超过本河段水流挟沙能力时, 河槽就会淤积, 相反则发生冲刷, 如果两者正好相适应, 即处于输沙平衡状态, 即河槽处于不冲不淤的稳定状态。水流挟沙能力的研究在河槽冲淤计算中是必不可少的。

影响水流挟沙能力的因素有流速、水深或水力半径、泥沙粒径或沉降速度。通过实测资料分析和整理, 可以建立相应的水流挟沙能力经验公式。常用的公式如下:

1) 扎马林(E. A.) 公式(适用于土质渠道)

$$S = 0.002 \frac{v}{v_0} \frac{Riv}{v_0} \quad (3-53)$$

式中, S 为水流挟沙能力(公斤/米³); v 为断面平均流速(米/秒); R 为水力半径(米); v_0 为悬移质的加权平均沉降速度(米/秒); v_0 随 v 而变, 当 $v = 0.002—0.008$ 米/秒时, $v_0 = 0.0004—0.002$ 米/秒时, $v_0 = 0.002$ 米/秒; i 为水面比降。

2) 黄河干支流公式

$$S = 1.07 \frac{v^{2.26}}{R^{0.74} v_0^{0.77}} \quad (3-54)$$

式中符号同上

3) 长江公式(长江流域规划办公室) $S = 0.07 \frac{v^3}{gH} \quad (3-55)$

式中 g 为重力加速度(米/秒²); H 为水深(米) 余同上。

3. 河流总输沙量 应为推移质与悬移质输沙量之总和。然而, 由于推移质输沙量的实测较难, 并缺乏完善的推算方法, 而且推移质输沙量在总输沙量中所占比例很小(尤在平原河流中), 故它往往被忽略不计。例如, 长江宜昌段 1960—1964 年间年平均悬移质输沙量为 51700 万吨, 而同时推移质输沙量仅 222 万吨, 仅占悬移质的 0.43%。因此, 除了山区河槽或水库坝上游等特定河段外, 在平原河流冲淤计算中, 通常多以悬移质输沙量代替总输沙量。

(四) 高含沙水流的群体泥沙运动

含沙量很高的河流, 在汛期常出现一种特殊的高浓度输沙情况, 一般当含沙量超过 500 公

斤/米³后,泥沙的悬浮不再是分散的单个颗粒悬移,而是组成絮凝结构体,即转化为流动的均质浆体,而进行群体运动。在黄河中游,特别是陕北地区的黄河干、支流,例如,皇甫川、窟野河、无定河等,其最大日平均含沙量分别可达1310公斤/米³、1240公斤/米³及902公斤/米³,这些河流汛期经常发生高含沙水流结构的群体运动。

高含沙水流的群体泥沙运动主要特点是:

1. 运动模式

1) 以细粉砂以下的细颗粒为主的高含沙水流,随着含沙量的增大,泥沙颗粒之间很快形成结构,粘性急剧增加,颗粒在沉降过程中不因粒径不同而发生分选,而是作为一个整体,以浑水交界面的形式缓慢下沉,其沉降速度比单颗泥沙的沉速可以小数百倍至上千倍,整个水流呈均质浆液状态。

2) 以细沙以上粗颗粒为主的高含沙水流,泥沙的沉降速度虽因含沙量增大而减小,但减小的程度要比前一种情况为小,粗颗粒泥沙在沉降过程中存在分选,泥沙以推移、悬移的形式运动,随着含沙量的增加,紊动强度不断减弱,最后紊流转化为层流,含沙量的垂线分布变得十分均匀。由于水流的粘滞系数有显著的增加,流速转而减低,均匀分布的泥沙,在层流中运动前进,即呈层移运动。

3) 既有细颗粒物质作为骨架,又富含粗颗粒的高含沙水流,含沙量达一定程度后,细粒泥沙形成结构,和清水组成物质浆液,粗颗粒泥沙则在浆液中自由下沉,整个水流保持二相挟沙水流的特点,只不过组成液相的不是清水而是浆液。随着含沙量的继续增大,越来越多的粗颗粒参加絮凝,成为浆液的一部分,当含沙量超过某一临界值时,整个水流转化为均质浆液,物质组成越粗,临界含沙量也越大。

2. 悬移运动 二相紊流型高含沙水流的泥沙运动一般仍以悬移为主,垂线含沙量分布与一般水流遵循同一规律,唯由于随着含沙量的增加,沉降速度大大减小,故高含沙水流条件下含沙量垂线分布特别均匀,据观测,含沙量大于900公斤/米以后,垂线含沙量基本是均匀分布的,这时的水流可能正自紊流向层流过渡。

紊流中,泥沙的悬浮是水流紊动交换的结果,此时,紊动水流需要支付一部分能量来支持泥沙的悬浮,在单位时间内由此所付出的能量称为悬浮功。由于群体沉降速度因含沙量增大而减小,因而悬浮功并不总是随着含沙量的增大而增大。超过一定的含沙量后,增加泥沙并不增添水流的负担,这就是高含沙水流所以能高浓度输沙的主要原因。

3. 推移运动 二相紊流型高含沙水流中的推移运动问题,实质上也就是与清水性质不同的浆液挟带粗颗粒推移质的问题。清水与浆液体系的差别为:

1) 浆液的单位容重比清水大,使前者沿流动方向的拖曳力大于后者,并使泥沙在运动中所承受的浮力也要大得多。

2) 浆液的粘性比清水大,泥沙颗粒一旦跳离床面后,其下沉速度要比在清水中为小。

3) 浆液的紊动强度比清水弱,使作用在河床表面泥沙颗粒上的有效作用力减小。但水流在河床表面阻力却有所减少。

这三重影响的综合效应将使浆液挟带推移质的能力较清水为大。据试验,细颗粒泥沙与清水组成的浆液所能推动泥沙的重量要比清水大几十倍,浆液的有效粘性系数愈大,流速愈小,这个比值也愈大。

4. 浆河现象 当含沙量超过某一极限后,在洪峰忽然退落、流速迅速减小的情况下,有时整个水流已不能保持流动状态,就地停滞不前。这种高含沙水流所造成的河槽堵塞现象,称为浆河。

浆河出现后,若上游又有大量浑水继续下行,使能量不断积蓄,则将重新转化为运动状态,有时浆河也并非全部停滞,而是具有间歇性阵流特征。如果上游没有浑水下行,则浆河也会持续下去,以致泥沙逐渐淤积密实。观测资料表明,泥沙组成越粗,出现浆河时的含沙量也越大。

5. 揭河底现象 在黄河干流龙门、渭河临潼一带,有时当通过高含沙大洪峰时,河床发生强烈的冲刷,可以看到厚达1米的成块河床淤积物被掀起露出水面,再塌落水中,或者把成片的河床淤积物像卷地毯一样卷起,一次洪峰可以将河床冲深几米乃至近十米,这种高含沙水流的强烈冲刷现象,称为揭河底。

大片河床淤积物被掀起,是由于高含沙水流加大了推移运动的机理所致。水流作用于床面上的拖曳力等于水深、坡降和容重的乘积,即 $r_m h I$,高含沙水流的容重比清水大得多,它所产生的拖曳力也就相应增大。一般河床淤积物的干容重为 1.4 吨/米^3 左右,相应的饱和容重约为 1.87 吨/米^3 ,这意味着 1400 公斤/米^3 左右的含沙量,就可以使这样的淤积物浮出水面了。

泥沙所以不是单颗粒形式被冲起,而是以大片淤积物整体掀起,说明淤积物中有相当细颗粒物质,具有一定的粘结性,已经沉积密实了。

总之,高含沙水泥在水流性质、运动及输沙特性上,都和一般水流有本质差异。高含沙水流的研究,在河流含沙量居世界首位的我国的治河事业中,有着特殊重要的意义。

第五节 冰川运动与补给

地表固态降水的积累与演化,形成能自行流动的天然冰体称为冰川,它是陆地表面的一种固态水体。由于它多分布于地表的高山地区、河流的源头、湿润年、冷季,大量固态降水在这里积存,干旱年、暖季通过消融相变而补给河流,因此在地表水系统中,冰川积雪等固态水体起着贮存和补给河流的作用。故有人把冰川看成是地表的天然“固体水库”。

地表冰川总面积为1620万平方公里,占世界陆地面积11%,总储水量为2406万立方公里,约占地表淡水资源总量的68.7%,假定冰川全部融化,将会使洋面上升60多米,全球陆地则要被淹没150万平方公里,约减少现有陆地面积的1%。目前全世界的冰川每年消融的总水量可达3000立方公里(即3万亿立方米),约相当于全世界河槽总储水量的3倍。因此,冰川的积累和消融,积极参与了水圈的水循环,强烈地影响着地表的演化过程。

我国的冰川主要分布在西部高山地带,共有43000多条,总面积约为58650平方公里,冰储量为51322亿立方米,占亚洲冰川总面积的一半还多。其中分布于内陆河流域的冰川面积约占60%,外流河区的冰川面积约占40%。各大山系中以昆仑山冰川覆盖面积最大,约占全国冰川总面积的20.6%,喜马拉雅山次之,约占19.6%,第三为天山,约占18.7%,仅这三大山系就占全国冰川总面积的60%左右。在世界较低纬度国家中,中国冰川资源最丰富,冰川年融水量可达564亿立方米,在西北内陆流域,冰川融水量占河川径流量的1/4,新疆的叶尔羌河,阿克苏河冰川融水可占80%以上。每年春夏冰雪融水给我国西部干燥地区的河流提供了丰富的水源,因此,通过研究冰川水文,使这些高山固态水源得到合理开发和利用,这在科学上和生产实践上都具有重要意义。

表 3-8 世界冰川分布与储量

洲 别	冰川覆盖面积 (km ²)	储量 (km ³)
南 极 洲	13980000	21600000
北冰洋区	2000000	2440000
亚 洲	109085	15630
北 美 洲	67522	14062
南 美 洲	25000	6250
欧 洲	21415	4090
大 洋 洲	1014.5	107
非 洲	22.5	300
总 计	16204900	24060100

一、冰川的形成及类型

(一) 冰川的形成

冰川冰是一种浅蓝而透明的、具有塑性的多晶冰体。积累在雪线以上的雪,如果不变成冰川冰,就还是永久积雪,不是冰川。只有当多年积累起来的雪,逐渐演变成冰川冰之后,它才能沿斜坡流动,形成冰川。从新雪落地、积累、到变成冰川冰,经历着一个复杂的成冰过程,它实际上也是一种变质过程。成冰过程可以分为雪的沉积、粒雪化及成冰作用 3 个阶段。

新雪落地一般都十分松软,孔隙很大,其密度为 0.01—0.1 克/立方厘米,最小的甚至只有 0.004 克/立方厘米。即每立方米只有 4 公斤重,新雪堆积具有成层性等特性。

雪花晶体为了使自己的内部能量达到最大限度的稳定,就必须使晶体所含的自由能最小。晶体的自由能主要是它的表面能,表面能的大小与晶体表面积成正比。各种几何形体中,球体表面积最小,也就最稳定,因而多角的雪花晶体要达到最理想的稳定状态,就必须圆化。新雪一经落地,这种自动圆化过程就开始了。圆化过程是通过雪粒枝角的升华,和凹窝处的凝华完成的。同时,小的雪粒通过升华—水汽迁移—凝华的相变过程转移到大的冰晶上。圆化的趋势是大晶体合并小晶体,结果使雪层内晶体数目减少,单个冰晶体积增大,形成圆球状的雪粒。这就是粒雪化的基本过程。在低温干燥的情况下,粒雪化过程很慢, - 20 以下时,可达几个月,粒雪的扩大也是有限的。当气温较高,雪层中发生融水活动时,粒雪化就进行得十分迅速,新雪落地不过数天或数小时,就演变成粒状雪晶了。粒雪化的必然结果是增大积雪的单位体积容量,缩小孔隙度,同时引起雪面下沉,使积雪的厚度变薄。粒雪的密度一般为 0.4 ~0.6 克/立方厘米,最高可达 0.7 克/立方厘米。这时松散的雪粒就变成比较坚实的固结雪粒和聚合雪粒了。

粒雪变成冰川冰的成冰作用,按其变质性质,可分为冷型和暖型两种。冷型变质成冰作用是在低温干燥的环境下,而且冰层温度梯度很小,巨厚的粒雪层对下部的雪层施加巨大的压力,

晶粒间的接触面积增大, 分子扩散作用和晶粒内部变形, 从而排出空气, 孔隙率趋向封闭, 促使粒雪进行重结晶, 形成密度为 0.9—0.92 克/立方厘米的浅蓝色的冰川冰, 因此这种成冰过程没有融水渗浸, 为重结晶成冰过程, 其特点是晶粒很小, 常不足 1 毫米。

暖型变质成冰作用是, 当气温较高接近 0 时, 冰雪消融活跃, 融雪沿雪层内部的孔隙渗浸, 渗浸融水携带的热量又部分地融化粒雪, 出现融水放出热量时, 部分融水冻结, 这个过程反复进行, 下渗的融水就逐渐以雪粒为核心, 冻结或再结晶成冰。故属于渗浸成冰过程。渗浸成冰过程又视温度的高低和融水量的大小而分为冷渗浸 - 重结晶、渗浸 - 冻结和暖渗浸 - 重结晶等不同的成冰过程。渗浸冻结冰的密度一般高于暖渗浸重结晶冰, 因其中所含的气泡少。我国冰川主要是由渗浸冻结或暖渗浸再结晶成冰过程形成的。

冰川自它的源头到末端, 往往可穿越数千米的高度, 其水热条件存在相当大的差别, 在不同高度上, 冰川表层的成冰作用也不同, 即成冰作用具有按高度分带的特征, 一般可区别如表 3-9 所示的若干带。

表 3-9 垂直高度成冰作用带

大陆 型 冰 川	干雪带(重结晶带)		海洋 型 冰 川
	冷渗浸 - 重结晶带		
	渗 浸 带	暖渗浸 - 重结晶带	
	渗浸 - 冻结带		
	消 融 带		

冰川冰的结构是成层的, 每年积累下来的冰层称年层。由于每年夏季新雪和雪粒融化形成一个浅黄色的污化面, 故冰川层次反映了冰雪积累的周期变化, 层理结构清晰的冰川冰, 又具有塑性, 因此受力后内部常产生褶皱、断裂和逆掩构造。

冰川冰在积累区形成之后, 由于它有可塑性, 在定向应力作用下沿坡向下移动, 于是就形成了冰川。对山谷冰川来说, 积累区就是雪线以上的粒雪盆, 消融区就是雪线以下的长条形的冰舌。

(二) 冰川的类型

1. 按冰川形态和运动特性划分 可分为大陆冰盖和山岳冰川两大类。

大陆冰盖也称大陆冰川, 是补给区占优势的冰川, 其特点是面积大, 冰层巨厚, 分布不受下伏地形的限制, 冰川呈盾形, 中部最高, 冰体向四周辐射状挤压流动, 至冰盖边缘往往伸出巨大的冰舌, 断裂后入海, 成为巨大的海洋漂浮冰。现在的大陆冰盖主要分布在南极和格陵兰两处, 它们形成的年代很古老, 在第三纪时就存在了。这两个冰盖的面积约为 1465 万平方千米, 占全球冰川面积的 97%。冰盖的厚度达数千米, 掩盖了南极大陆和格陵兰的真面目。据勘探查明, 高达 2000—3000 米的山脉, 低至海平面以下 1600 米的海渊, 均为南极大陆冰盖的巨厚冰层所覆盖。

在南极冰盖内部, 新雪和粒雪要厚达百余米以下, 才有冰川冰生成。

山岳冰川也称山地冰川,是运动占优势、积累与消融大致平衡的冰川。一般散布于高山地区,其规模与厚度远不及大陆冰盖。山岳冰川的运动基本上受下伏地形控制,以重力流方式向下滑动。现代山岳冰川主要分布在欧亚大陆和南、北美大陆的高山区。目前对这类冰川研究较多,下面各节所讲的运动、消融等,一般多指山岳冰川。

2. 按冰川发育的水热条件和物理性质 可分大陆型和海洋型两大类。

大陆型冰川又称冷冰川,成冰过程以渗浸冻结成冰作用为主。特点是: 补给少,降水不超过 1000 毫米; 温度低,雪线附近年平均气温低于 -8°C ,冰温恒为负温; 雪线高,比海洋型冰川可高出 1000 米; 消融弱,尾端进退幅度较小; 运动速度缓慢,一般年运动约 30—50 米,侵蚀作用软弱。我国天山、祁连山的中部和东部,昆仑山、青藏高原内部山地至喜马拉雅山中段北坡和西段的冰川,均属大陆型冰川。

海洋型冰川又称暖冰川,成冰过程以暖渗浸重结晶成冰作用为主。特点是: 补给充分,雪线附近年降水量在 1000 毫米以上; 冰川主体(恒温层)温度较高,10 米深处的冰温接近 0°C ; 运动速度快,年运动约 100 米以上; 雪线分布低,冰面消融强度大,每年可达 10 米水柱以上,而且冰川进退变化幅度也大,故冰蚀作用明显。我国西藏东南部喜马拉雅山脉东段、念青唐古拉山脉的东段和川滇横断山脉的冰川,即属海洋型冰川。

二、冰川的物质平衡与运动

(一) 冰川的物质平衡

冰川上各种相态水的收入和支出之间的关系,称为冰川的物质平衡,冰川水体的收入,也就是冰川的积累,冰川水体的支出,主要指其通过消融形式脱离冰川。冰川的积累与消融是冰川参与水循环过程的两个主要环节,冰川积累与消融的平衡状态直接反映了冰川地区的气候变化,影响着冰川的运动,更决定了冰川动态,即是处于增长(即冰川前进)、稳定、还是消减(即冰川的后退)状态。

1. 冰川的积累与消融 冰川积累主要来自粒雪盆的降雪;其次为周围山坡峰岭上的风吹雪和雪崩。此外,少量来自表面水气的凝结和冻结在雪内的雨水。冰川消融主要是指在太阳辐射、暖湿气流及其它有关热源的作用下,冰川发生融化或蒸发。因此,决定冰川积累的因素是冰川区的降水量,影响冰川消融的因素是冰川区的温度,反映冰川消融量的标志是冰川径流。冰川积累的年内变化可分冷季补给型和暖季补给型两类。欧洲的阿尔卑斯山和北美洲的阿拉斯加地区,冬季多降雪,故属冷季补给型,那里冷季以积累为主,暖季以消融为主。我国多数冰川受季风和内陆夏季热对流的影响,冬季虽然温度低,但降水量很少,故冷季积累微弱,而夏季降水量可占全年的 60%—80%,故我国冰川多属暖季补给型,夏季既是主要的积累期,又是主要的消融期。

图 3 - 55 为天山乌鲁木齐河源 1 号冰川,海拔 3900 m 测点,1985. 9. 1—1986. 9. 1 一年的积累、消融累积曲线及物质平衡曲线,其中 5 月 1 日为冷暖季交界日。

冰川区内积累和消融的空间分布与海陆高度、冰川朝向、坡度等有密切的关系。同一冰川,年最大累积区分布在粒雪盆后壁的中下部,海拔较高的背阳缓坡处也较多,陡峭的山顶则很少积累。而消融强度最大的出现在冰舌末端。此外,朝阳南坡的冰川分别比东、西坡大 9.4% 和 26.8%,北坡消融最弱,世界各地的冰川,由于其规律不一,所处地理环境不同,故消融强度也各

不相同。极地冰盖每年消融水深仅 20—80 厘米，格陵兰平均为 100 厘米/年，中纬度地区如天山冰川冰舌最大消融水深为 2 米/年，阿尔卑斯冰川为 3 米/年，西藏阿扎冰川为 8 米/年，巴托拉冰川由于冰川面积大，流程长，冰舌下伸低，已伸至海拔 2500 米左右的干旱高温的半荒漠地区，因此年消融水深可达 18.4 米/年。其消融期长达 315 天。

2. 冰川物质平衡 冰川年总积累与总消融的差额，也就是冰川物质平衡的差额，如果为负值，则冰川退缩和减薄，正值则冰川前进和增厚。由于降水 and 气温的年际变化，常导致冰川物质平衡的多年变化。

以我国资料系列最长的乌鲁木齐河源 1 号冰川为例，自 1959—1986 年的 28 年中，多数年份该冰川出现负平衡状态，从多年总和看，负平衡值大于正平衡值，特别是 1977 年以来，除 1982—1983 年出现弱正平衡外，其它年份均为负平衡，从而导致该冰川自 1962—1980 年主流线长度缩短 80 m，冰川面积减少 0.11 平方公里。这主要是由于气温上升及降水减少所致。据天山气象站资料，70 年代与 60 年代相比，年平均降水量减少 7.2 毫米，两者是吻合的，该冰川正负平衡值的多年变化与中国西部降水的多年变化规律是相当吻合的。

反映冰川物质平衡的指标除平衡差额外，有的学者建议用物质平衡水平 (m) 表示，物质平衡水平是指冰川上平均总积累 (\bar{c}) 和平均总消融 (\bar{a}) 之差的一半 (取绝对值)。

即
$$m = \left| \frac{\bar{c} - \bar{a}}{2} \right| = \frac{\bar{c} + |\bar{a}|}{2} \quad (3-56)$$

当平均净平衡 $\bar{c} = 0$ 时， $\bar{c} = -\bar{a} = m$

由上式可见，稳定状态下冰川的 m 值或者多年平均的 m 值，能反映物质的总收入或总支出。冰川物质平衡水平代表冰川活动能力、反映冰川在水循环中的地位和作用。由表 3-10 可见，我国海洋型冰川，年降水量大，积累和消融量也大，物质平衡水平高，冰川活动的能力也大；大陆型冰川降水量少，物质平衡水平较低，则冰川活动能力也较差。

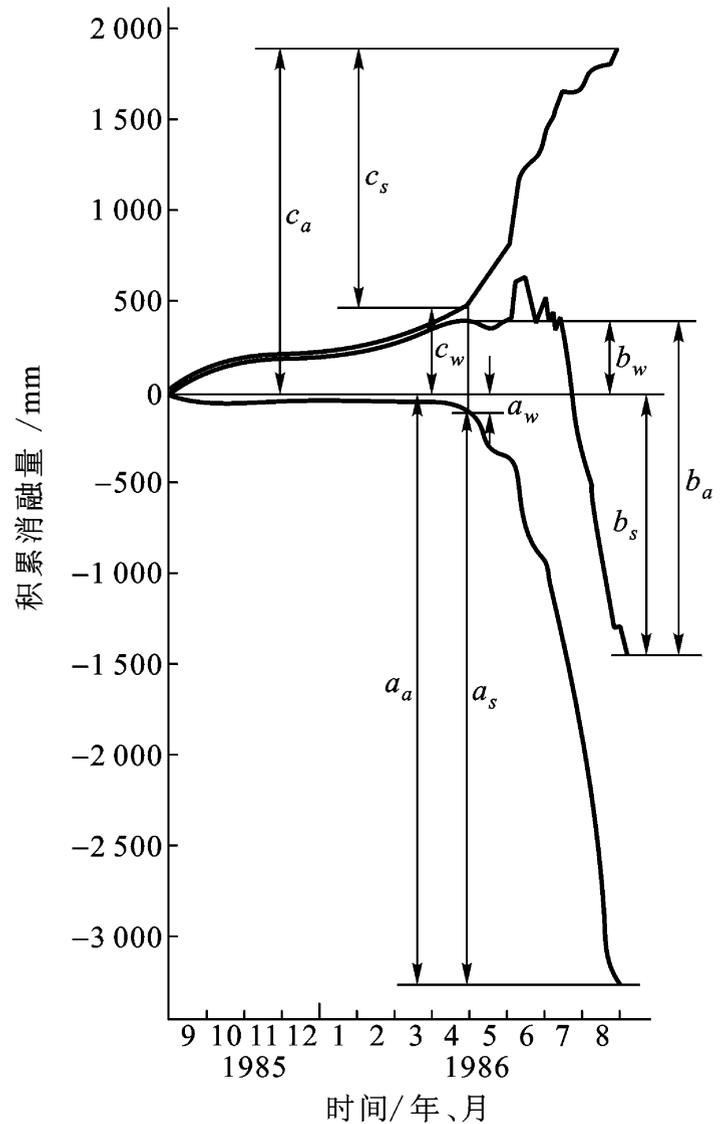


图 3-55 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川海拔 3900 m 测点的积累、消融过程线(据姜彤)
图中: a 为消融; b 为物质平衡; c 为积累
脚注中: a 为年总值、 w 为冷季值,
 s 为暖季值, 单位均用毫米水柱

表 3-10 中国某些冰川物质平衡水平表

冰川类型	山区	冰川名称	年降水量	物质平衡水平	资料年份
大陆型冰川	天山	乌鲁木齐河源 1 号	600	638	1958—1974
	祁连山	老虎沟 12 号	400	641	1959—1976
海洋型冰川	念青唐古拉山	古乡 1—6 号	2600	2678	1965
	同上	珠西沟	2400	3235	1976

3. 冰川的前进与后退 根据物质平衡的概念, 冰川的收支对比发生变化后, 当收入大于支出时, 冰川前进, 反之, 支出大于收入时, 冰川后退。

一般说冰川类型不同, 所处地理位置不同, 冰川的进退变化也具有差异性。但就全球来看, 在相同的时间尺度内, 冰川对气候波动的响应趋势是基本相似的。近 20 多年来, 冰川状况有着明显的改变, 由 60 年代初期的强烈退缩向缓慢退缩乃至出现相当数量冰川转向前进的情况。由表 3-11 可见, 这种状况以阿尔卑斯山区、中国和美国的喀斯喀特山的冰川尤为明显。

表 3-11 世界中、低纬主要冰川区冰川变化比较*

地区	1959—1965 年						1965—1970 年						1970—1975 年											
	统计		前进		后退		稳定		统计		前进		后退		稳定		统计		前进		后退		稳定	
	条数	%	条	%	条	%	条	%	条数	%	条	%	条	%	条	%	条数	%	条	%	条	%	条	%
阿尔卑斯山	266		26	9.8	190	74.8	41	15.4	300		68	22.7	190	63.3	42	14.0	303		101	33.4	165	54.4	37	12.2
高加索山	11		4	36.4	7	63.6	0	0	27		9	33.3	18	66.6	0	0	26		9	34.6	17	65.4	0	0
苏联天山	14		5	35.7	8	57.1	1	7.1	18		7	38.9	11	61.1	0	0	13		4	30.8	9	69.2	0	0
中国西部	72		6	8.3	58	80.6	8	11.1	192		52	27.1	81	42.9	59	30.7	221		58	26.2	97	43.9	66	29.9
美国喀斯喀特山									18		14	77.8	4	22.2	0	0	18		16	88.9	2	11.1	0	0

* 国外资料据 Permanent Service on the Fluctuation of Glaciers of the IUGG - FAGS/ICSU(1967, 1973, 1977) 统计。

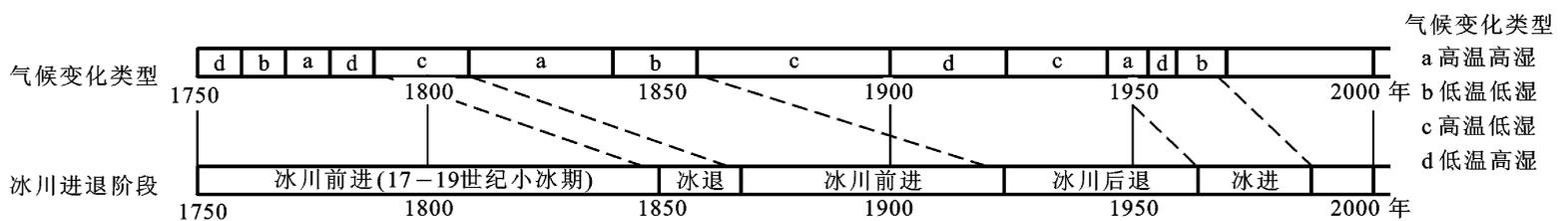


图 3-56 青藏高原现代冰川进退与气候变化模式

从青藏高原现代冰川进退与气候变化的模式(图 3-5)可见, 长期出现高温高湿和低温低湿气候类型之后, 必然孕育着冰川的大幅度前进, 如 17—19 世纪小冰期的出现; 短期的高温高湿和低温低湿的气候类型, 则造成进退中的小波动——小前进; 长期的高温低湿气候可以造成冰川强烈衰退; 如 19 世纪中叶以后的冰退期。本世纪中叶至 70 年代出现了相互连接的高温高湿、低温高湿和低温低湿型的气候, 是造成 60 年代冰川开始后退减缓、稳定或前进的先决条件, 现在虽然经过数年高温低湿期, 但它对冰川的影响还不能立即反映出来, 估计前阶段所积聚的

冰川前进的趋势, 仍将可继续到本世纪末至下世纪初。

(二) 冰川的运动

冰川是一种运动着的冰体, 运动使冰川具有生命力, 对冰川的生存和发展具有重要意义。当冰川物质平衡与冰川运动相协调时, 冰川保持稳定, 若两者关系失调, 则发生冰川前进或后退。冰川冰不断地从冰川上、中部向冰川尾端运动, 冰川的运动不仅把大量的冰体从积累区运送到消融区, 而且对冰川各层的热量平衡有巨大的影响, 是造成冰川内部的褶皱、断裂和逆掩等构造变化的动力来源, 冰川运动是塑造地表的重要动力。

冰川运动的主要方式有两种, 一为重力流, 一为挤压流。在斜坡上因冰川自重而产生的沿坡向的分力大于冰川槽对冰川的阻力时, 所引起的运动称为重力流; 由于冰川堆积的厚薄不同使内部所受的压力分布不均, 引起的冰川运动称挤压流。大陆冰盖的运动以挤压流为主, 山岳冰川中重力流与挤压流两种运动方式均有, 但以重力流为主。

与河水相似, 影响冰川运动的主要因素是冰量(冰舌厚度)、坡降及冰槽断面面积等。冰川的垂线和断面流速分布, 也具有自中央向两侧自表面向底部逐渐减小的特征。但是, 冰川的运动速度却只有河水流速的几万分之一, 且平均流速的单位只能以厘米计算。如表 3 - 12 所示:

表 3 - 12 冰川运动速度

类型	名称	长度(公里)	观测部位	运动速度(米/年)	观测时间	
海洋型冰川	阿扎冰川	20	冰舌中部	A 剖面	270	1973. 7. 19
				B 剖面	438	1973. 7. 20
			冰舌下段	8	1973. 8. 8—9. 9	
	若果冰川	14	冰舌上段	130	1959—1975	
			冰舌中段	71	1974. 6. 26—1975. 7. 16	
	珠西沟冰川	9. 4	冰舌上段	49. 2	1976. 6. 19—8. 19	
大陆型冰川	中绒布冰川	15	冰舌中段	34. 7	1959. 3. 29—5. 8	
	老虎沟冰川	9. 8	冰舌平均	26	1959—1961	
	七一冰川	3. 5	雪 线	11. 3	1976—1977	
			冰舌中部	6. 0		
			冰舌下部	2. 4		

1. 冰川的规模(冰量), 对运动速度影响很大, 冰量充裕的、长大的冰川运动速度大于短小的冰川。

2. 海洋型冰川因物质平衡水平高, 故运动速度大于同一级别的大陆型的冰川。

3. 冰川运动速度沿程变化具有自补给区向雪线方向逐渐增大, 雪线附近最大, 雪线向尾端因消融逐渐增强, 而运动速度又逐渐减小的特性。

冰川运动速度季节变化具有夏(暖)季快冬(冷)季慢的特性。夏季冰舌下部冰温增高, 冰体粘聚力降低, 塑性增大、易于流动, 而且消融水大量渗入, 使底部摩擦阻力减小、导致雪线以下夏季的运动速度相对增大。天山和祁连山的冰川冰舌区, 夏季运动速度一般要比冬季快 50%。

地表有一些冰川,长期内在运动速度的变化上,还具时缓时快周期性变速的特点,这种现象称为冰川跃动,或冰川波动。它是冰川运动的一种特殊形式。跃动期间冰流的速度可达1—10公里/年,比平静期速度要快数十倍至数百倍。例如,1953年喀喇昆仑山南坡的库西亚冰川在不到3个月内突然前进12公里。冰川跃动的原因说法不一,有人认为冰川的纵剖面是不稳定的,在平静阶段,冰川补给,累积区变厚,当其下部变得很厚,而冰面变得陡峻时,冰川基部的切应力分量已达临界值,从而跃动开始。跃动一旦形成,快速流动迅速向上下传播,累积区切应力分量就逐渐减小。当其达到一定低值时,跃动即行结束,从而进入新的平静期。冰川跃动常引起特大洪水。在印度河上游有一条冰川,周期性地进入主谷,当它拦截河流时,形成大湖,以后湖水溃决,又形成大洪水造成灾害。

三、冰川积雪融水对河流的补给作用

(一) 冰川融水对河流的补给作用

冰川融水调节着河川径流的年际变化,使年际变化趋于均匀,成为山区河流稳定可靠的水源。据统计,每年约有 564×10^8 立方米融水补给中国西部河流,占全国河川径流量的2%,相当于黄河入海的多年平均径流量,是西北河流水资源的重要组成部分。

1. 冰川融水径流的特征 夏季高温,冰川冰和冰川表面的积雪融水汇入河道、形成冰川融水径流,故它是季节性径流,是高山寒冷地区水资源的重要组成部分。

如前已述,不同类型的冰川,由于自然环境、水热条件及冰川性质各异,故冰川融水径流的特征值也相差悬殊,以西藏地区的冰川为例,大陆型冰川的平均年径流模数为19.3升/秒·平方公里,平均年径流深为608.7毫米,而海洋型冰川的平均年径流模数为99升/秒·平方公里,平均年径流深为3126.5毫米,可为大型冰川径流的5倍。

气温和辐射平衡有明显的日变化过程,因此冰川融水径流也具有日变化的特性。日出后,水位随气温升高而逐渐增高,午后降温,水位也随之降低,夜间气温降到0以下,消融停止,则流量最小或断流,径流日变化过程相应于气温日变化过程略为滞后。不同类型的冰川,其冰川径流日变化的过程和幅度也不同。见图3-57,大陆型冰川径流的峰形尖、低,水量小而稳定,持续时间长;海洋型冰川径流峰形浑圆,低水量大,峰谷比较对称,由于大陆型冰川径流主要来自冰面融水,其产流排泄迅速,故冰面消融停止后,融水迅速排空,径流滞后时间较短;海洋型冰川,除冰面消融外,融水下渗及冰内消融增加了汇流时间,故融水径流具有较长的滞后时间。

不同类型的冰川其融水径流年内变化的特性也不同。大陆型冰川径流年内变化很大,分配极不均匀,消融期短,流量高度集中在夏季7、8、9三个月,基流小,冬季甚至断流。海洋型冰川径流年内变化小,分配也较均匀,消融期长,基流大,一般不断流,如图3-58。

冰川径流的年际变化一般较小,通常融水径流年径流变差系数 C_v 值比降雨径流的 C_v 值小,显然这与冰川地区气温的年际变化不大有关。

2. 冰川融水对河流的补给作用 冰川融水对中国西部山区河流的补给起着重要作用,尤其是西部山区的内陆河流,冰川融水量约占其河川径流量的23%。据统计,中国西部山区冰川融水补给比重在25%以上的河流约有30条以上,比重在50%以上的也有12条,其中天山南坡的木扎提河融水比重高达81%以上。冰川融水的补给加剧了这些河流径流年内分配的不均匀性,因为中国西北部高山区,高温及多雨期同在夏季,全年融水80%集中在7—8月,而年降水

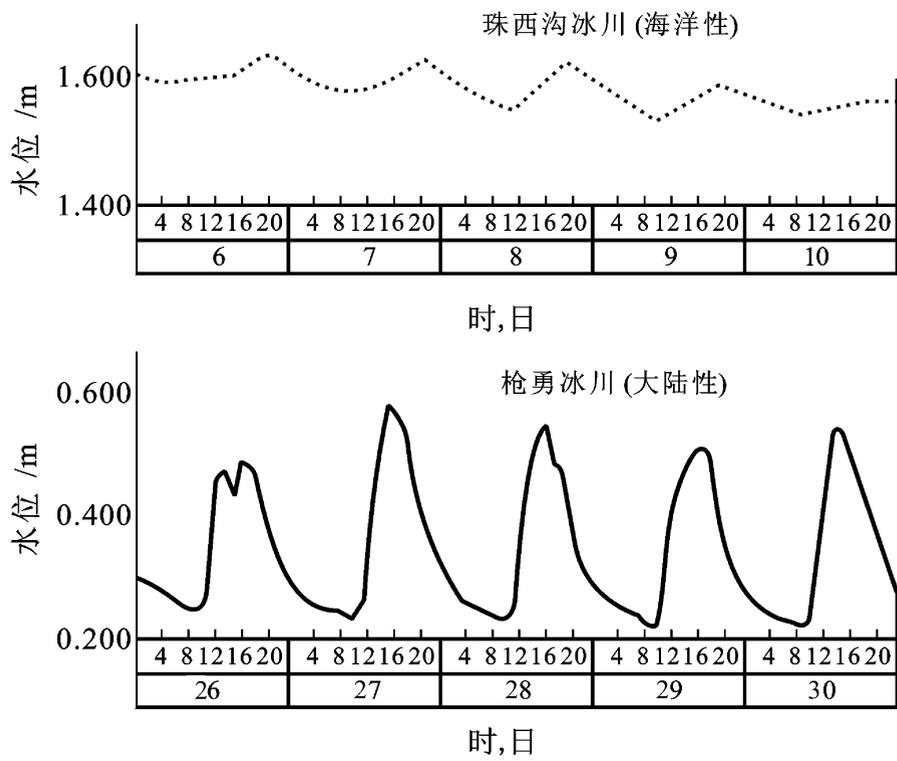


图 3 - 57 西藏南部枪勇冰川枪勇站 1975 年 6 月与珠西沟冰川桥头站 1976 年 8 月无降雨径流段水位过程线

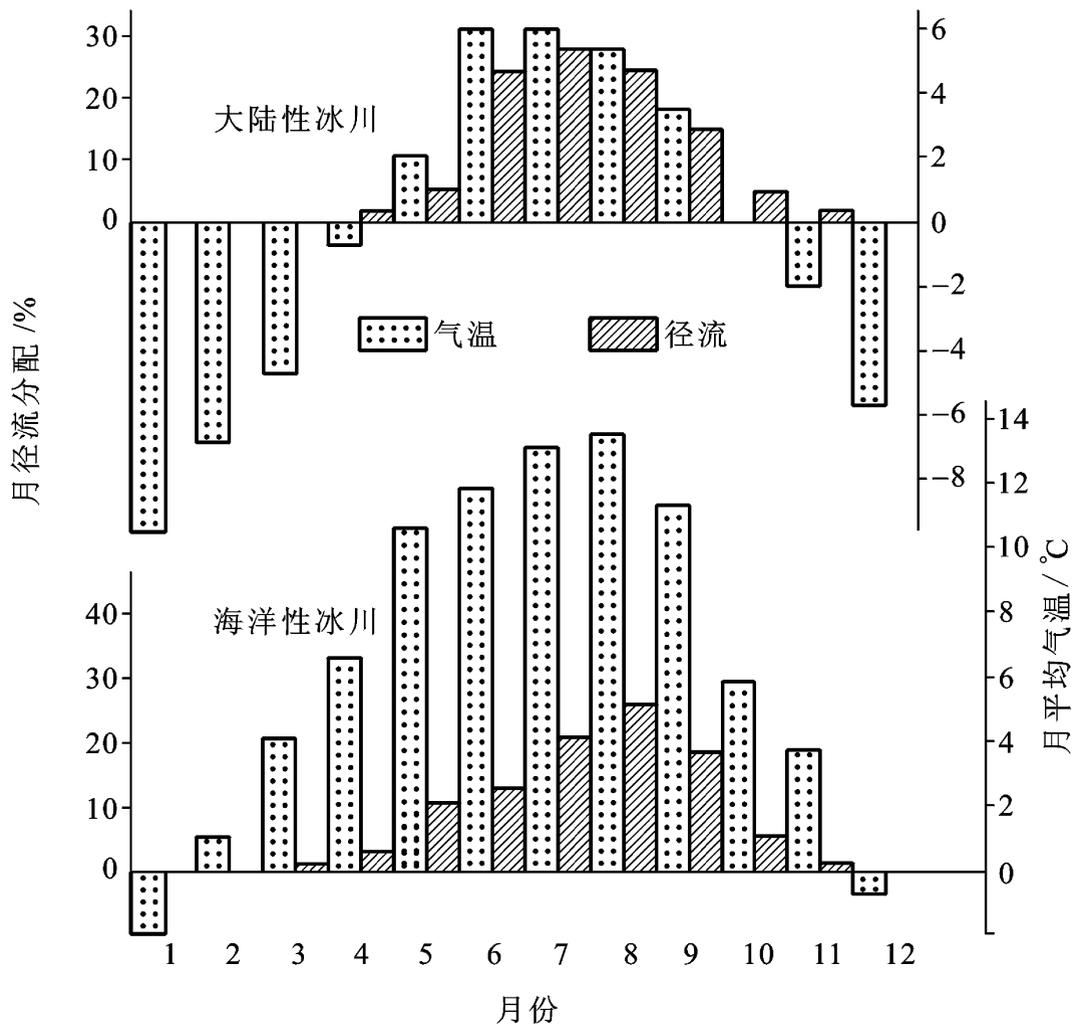


图 3 - 58 西藏南部大陆性冰川与海洋性冰川月径流量与月平均气温分配比较图

也有 60—70% 集中在夏季, 春旱, 而夏季水量过剩, 这是中国河西地区和新疆天山南北坡河流普遍存在的严重问题。

冰川作为高山固体水库, 具有多年调节河川径流量的作用。在低温湿润年份, 因热量不足, 冰川消融减弱, 积累增加, 而干旱少雨年份, 晴天多热量大, 冰川消融释放大量融水, 故中国西部山区有冰川融水的河流, 多雨年水量也不大, 干旱年也不缺水, 缓和了丰、枯水年的水量变化。这给中国西部干旱地区农业生产稳定发展提供了有利条件。

(二) 积雪融水补给对河流水情的影响

除了高山雪线以上的永久积雪带之外, 季节性积雪在我国分布很广。基本上以秦岭 - 淮河一线为界, 其北每年冬季都有比较稳定的积雪。华北地区平均积雪日数为 15—30 天, 东北和新疆北部约 90 天以上, 稳定积雪厚度约在 10 厘米以上, 其北部一般可达 20—30 厘米, 阿尔泰山和黑龙江北部几乎可达半年左右。

影响融雪的因素有三, 暖气团来临、太阳辐射和降雨, 暖气团挟带大量的热量来临时, 气温急剧升高, 使积雪迅速融化, 热空气带来的水汽遇到雪面时降温发生凝结, 1 克水汽凝结时放出的热为 597 卡(1 卡 = 4.186 8 焦耳), 能使 7.5 倍的积雪消融。一般说融雪的热量中约有 70% 来源于暖气团, 太阳辐射的能量可使 30—35% 的积雪融化。降雨对融雪的作用不仅在于它带来的热量, 主要在于它能破坏雪的结构, 引起积雪物理特性的变化, 从而加速了融雪过程。

决定融雪径流峰量的因素主要有积雪量、融雪的热量和强度。前者受冬季降雪量控制, 后者主要受春季暖气团控制, 暖气团影响的范围一般都比较广泛而均匀。此外, 流域上的积雪具有内部调蓄作用, 能暂时蓄积一定数量的水, 融雪水漫流汇集因受积雪阻滞影响速度也较缓慢, 因此, 融雪径流过程线比降雨径流过程线缓和得多。由于春汛显著受温度的影响, 流量过程线与气温变化往往有相应的关系, 因此融雪径流具有日变化的特性, 往往每天有一个峰。

四、冰川与大气、海洋的相变转换

(一) 冰川对大气的影晌

辽阔的南极冰盖是一个巨大的“冷源”, 在那里形成一个稳定的高压中心。与北极相比, 南极的冷高压既强又稳定。北极地区由于海洋性质的影响, 每年 6—8 月由高压转变为低压, 气旋活动经常可达北极; 而南极的高压, 甚至夏季也不消失, 只是其强度略有降低而已。强大的冷高压使南极地面的盛行风常保持为南风 and 东南风, 风速离大陆中心愈远愈大, 当其吹至冰面陡急的冰盖边缘时, 形成强大的下降风, 年平均风速可达 20 米/秒, 以致南极地区有“风极”之称。同时稳定的冷高压使气旋很难深入南极大陆, 故在南极冰盖中心部分年降水量仅约数十毫米, 与撒哈拉沙漠差不多。可以设想, 如果北极不是海洋而是冰盖, 北半球的气候也将会严酷得多。

山岳冰川规模虽不及冰盖, 但它对气候也有明显的影响。据祁连山、天山和喜马拉雅山等高山冰川的气象观测, 山区降水的垂直分布除在山地中部森林带出现丰沛的降水带外, 在高山冰川带还存在另一个更大的降水带, 冰川气象工作者称其为第二降水带。表 3 - 13 可见, 海拔 2 400 米处为托木尔峰的中山森林丰沛降水带, 向上降水量减少, 到冰川消融区下部, 降水又增加, 到冰川消融区上部达最大值。第二降水带的产生与冰雪下垫面的作用有关, 在相同高度上, 冰川表面气温一般比无冰川覆盖的山地低 2 左右, 而湿度却高得多, 水汽容易饱和, 故有利于产生降水。此外, 冰雪覆盖的山头是个冷中心, 同样能形成稳定的下沉气流, 它紧贴冰川表面吹

向下游,形成“冰川风”。在傍晚,冰川风和山风迭加在一起,风势特强,常超过10米/秒,白天则因山谷风上吹而有所减弱。冰川风带来的冷空气,能在山谷中比较闭塞的部位停滞,造成局部逆温现象,这种逆温对植物生长有很大的影响,往往导致喜欢冷湿的冷杉林在谷底生长,而在山坡上却生长着喜干热的松树林和一些阔叶林。

表 3-13 1978 年天山托木尔峰不同高度降水量分布(毫米)

测点部位	海拔高度	7月上旬	7月
冰川消融区上部	3 900—4 000	24.0	—
冰川消融区下部	3 200	18.8	35.4
冰川以下的河谷	2 600	9.1	20.3
河谷带 森林带	2 400	14.3	31.2
出山口	1 700	0.0	18.7
山外平原(阿克苏站)	1 103.8	0.0	2.8

(二) 冰川与海洋的相变转换

地球上气候转冷的时候,冰川的规模就大,大量的水从海洋转移到冰川上储存起来,导致海面降低。气候转暖时,冰川退缩,大量的冰川融水又通过河流注入大海,导致海面抬升。例如,20世纪上半叶,全球气候变暖,从1900—1950年海面上升了6.1厘米,相当于440立方千米的水量从陆地转移到海洋中去;50年代以后,全球气候又有变冷的趋势,冰川前进扩大,这就会使海面逐渐下降。由于冰川进退所引起的海平面变化,甚至高差可达200米左右。第四纪以来由于冰期、间冰期的交替,世界洋面就这样反复地上升和下降,改变着地球上的海、陆的轮廓,例如,欧洲北部斯堪的纳维亚半岛,第四纪时是冰川作用的中心之一,自最后一次冰期结束后的近一万年内,由于上伏的大陆古冰盖的消退,地壳一直在抬升,波罗的海面积不断缩小,波的尼亚湾是原冰盖的中心,冰期时下沉最多,所以现在上升最剧烈,约每百年抬升90厘米,芬兰南部每百年抬升60厘米。古冰盖的边缘——瑞典南部,则每百年仅上升10厘米,人们预言,由冰川引起的均衡运动完全恢复时,波的尼亚湾将不复存在,欧洲的瑞典、芬兰将连成一片,丹麦附近的陆地将与斯堪的纳维亚半岛联结在一起,波罗的海将成为一个封闭的湖泊。

第六节 湖水的运动与调蓄

一、湖泊概述

湖泊是陆地表面具有一定规模的天然洼地的蓄水体系,是湖盆、湖水以及水中物质组合而成的自然综合体。由于湖泊是地表的一种交替周期较长的、流动缓慢的滞流水体,加之它深受其四周陆地生态环境和社会经济条件的制约,因而,与河流和海洋相比,湖泊的动力过程、化学过程及生物过程均具有鲜明的个性和地区性的特点。在地表水循环过程中,有的湖泊是河流的源泉,起着水量贮存与补给的作用;有的湖泊(与海洋沟通的外流湖)是河流的中继站,起着调蓄河川径流的作用;还有的湖泊(与海洋隔绝的内陆湖)是河流终点的汇集地,构成了局部的水循环。

陆地表面湖泊总面积约 270 万平方千米, 占全球大陆面积的 1.8% 左右, 其水量约为地表河流溪沟所蓄水量的 180 倍, 是陆地表面仅次于冰川的第二大水体。世界上湖泊最集中的地区为古冰川覆盖过的地区, 如芬兰、瑞典、加拿大和美国北部。我国也是一个多湖泊的国家, 湖泊面积在 1 平方公里以上的有 2 300 余个, 总面积为 71 787 平方千米, 占全国总面积的 8% 左右。我国湖泊的分布以青藏高原和东部平原最为密集。

(一) 湖泊的类型

研究目的不同, 划分湖泊类型的方法和依据也不同, 主要分类方法有按湖盆成因、按湖水补给与径流的关系; 按湖水盐度分类等等。

1. 按湖盆的成因分类 湖盆是湖泊形成的基础, 湖盆的成因不同、湖泊的形态、湖底的原始地形也各异, 而湖泊的形态特征往往对湖水的运动、理化性质、水生生物生长以及湖泊的演化, 都有不同程度的影响, 因而按湖盆成因分类, 得到广泛的应用。天然湖盆是在内、外力相互作用下形成的, 以内力作用为主形成的湖盆主要有构造湖盆、火口湖盆和阻塞湖盆等; 以外力作用为主形成的湖盆主要有河成、风成、冰成、海成以及溶蚀等不同类型的湖盆。

1) 构造湖 由于地壳的构造运动(断裂、断层、地堑等)所产生的凹陷形成。其特点是: 湖岸平直、狭长、陡峻, 深度大。例如, 贝加尔湖、坦噶尼喀湖、洱海等。

2) 火口湖 火山喷发停止后, 火山口成为积水的湖盆, 其特点是外形近圆形或马蹄形, 深度较大, 如白头山上的天池。

3) 堰塞湖 有熔岩堰塞湖与山崩堰塞湖之分。前者为火山爆发熔岩流阻塞河道形成, 如镜泊湖、五大连池等; 后者为地震、山崩引起河道阻塞所致, 这种湖泊往往维持时间不长, 又被冲而恢复原河道。例如, 岷江上的大小海子(1932 年地震山崩形成的)。

4) 河成湖 由于河流的改道、截弯取直、淤积等, 使原河道变成了湖盆, 其外形特点多是弯月形或牛轭形, 故又称牛轭湖, 水深一般较浅, 例如, 我国江汉平原上的一些湖泊。

5) 风成湖 由于风蚀洼地积水而成, 多分布在干旱或半干旱地区, 湖水较浅, 面积、大小、形状不一, 矿化度较高。例如, 我国内蒙古的湖泊。

6) 冰成湖 由古代冰川或现代冰川的刨蚀或堆积作用形成的湖泊、即冰蚀湖与冰碛湖, 特点是大小、形状不一, 常密集成群分布, 例如芬兰、瑞典、北美洲及我国西藏的湖泊。

7) 海成湖 在浅海、海湾、及河口三角洲地区, 由于沿岸流的沉积、使沙嘴、沙洲不断发展延伸, 最后封闭海湾部分地区形成湖泊, 这种湖泊又称繸湖, 例如, 杭州的西湖。

8) 溶蚀湖 由于地表水及地下水溶蚀了可溶性岩层所致, 形状多呈圆形或椭圆形, 水深较浅, 例如, 贵州的草海。

总之, 天然湖盆往往是由两种以上因素共同作用而成。

2. 按湖水补排情况分类 可分吞吐湖和闭口湖两类, 前者既有河水注入, 又能流出, 例如, 洞庭湖; 后者只有入湖河流, 没有出湖水流, 例如, 罗布泊。

按湖水与海洋沟通情况可分外流湖与内陆湖两类。外流湖是湖水能通过出流河汇入大海者, 内陆湖则与海隔绝。

3. 按湖水矿化度分类 按湖水含盐度的大小, 可分为淡水湖、微咸水湖、咸水湖及盐水湖 4 类。淡水湖矿化度小于 1 克/升; 微咸水湖矿化度在 1—24 克/升之间; 咸水湖矿化度在 24—35 克/升之间; 盐水湖矿化度大于 35 克/升。外流湖大多为淡水湖, 内陆湖则多为咸水湖、盐水湖。

4. 按湖水营养物质分类 按湖水所含溶解性营养物质的不同, 湖泊可分为贫营养湖、中营养湖、富营养湖 3 大基本类型。一般近大城市的湖泊, 由于城市污水及工业废水的大量进入, 多已成为富营养化的湖泊。

(二) 水库的结构、分级与类型

水库是人们按照一定的目的, 在河道上建坝或堤堰创造蓄水条件而形成的人工湖泊, 其水体运动特性及各种过程, 基本上与天然湖泊相似。据统计, 全世界已建和在建水库的总库容约 5 万多亿立方米, 水库总面积约 40 万平方千米。我国是世界上水库最多的国家, 目前已建大、中、小型水库约 86 800 座, 总库容约 4 169 亿立方米, 另外还有库容在 10 万立方米以下的塘坝 630 多万个, 如此众多的水库塘坝, 对我国的生态环境有着巨大的影响。

1. 水库的结构

1) 水库的组成 水库一般由拦河坝、输水建筑和溢洪道 3 部分组成。拦河坝也称挡水建筑物, 主要起拦蓄水量(抬高水位)的作用; 输水建筑物是专供取水或放水用的, 即引水发电、灌溉或放空水库等, 也能兼泄部分洪水; 溢洪道也称泄洪建筑物, 供宣泄洪水、作防洪调节与保证水库安全之用, 故有水库的太平门之称。此外, 有些水库为了航运、发电和排除泥沙, 往往增设通航建筑物、水电站厂房及排沙底孔等。

2) 特征库容与特征水位 一个水库的总库容通常包括防洪库容、兴利库容和死库容。相应于各种库容有各种特征水位, 如图 3 - 59 所示。

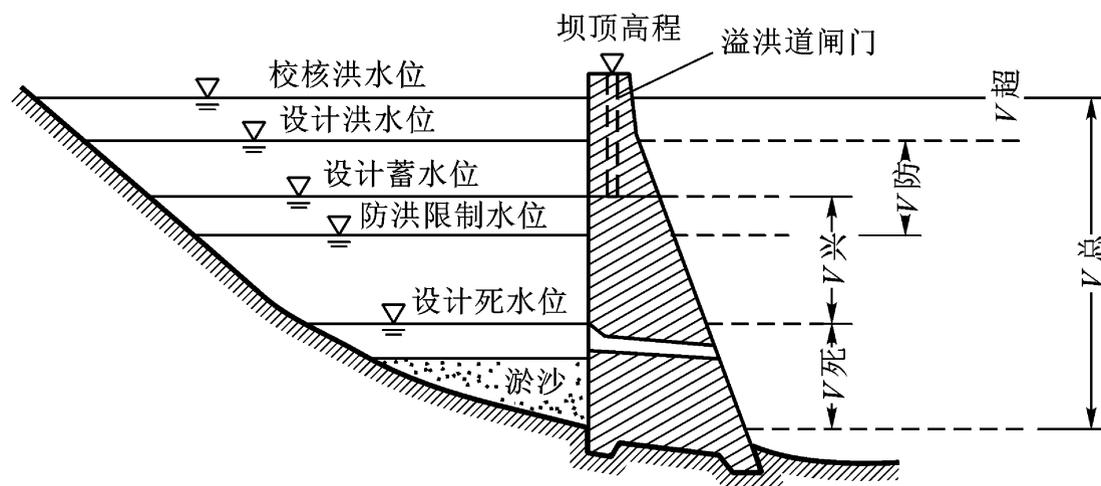


图 3 - 59 水库特征水位及其相应库容

(1) 死库容与死水位(设计最低水位) 水库在调蓄过程中有一个设计最低水位, 它是根据发电最小水头和灌溉最低水位而确定的, 同时也考虑到泥沙的淤积情况。这个水位也称死水位, 死水位以下的库容不能用以调节水量, 称死库容。

(2) 兴利库容(有效库容)与正常高水位 为了满足灌溉、发电等需要而设计的库容, 称为兴利库容。兴利库容相应的水位, 称正常高水位, 即水库在正常运用条件下允许保持的最高水位, 它也是确定水工建筑物的尺寸、投资、淹没损失、发电量等的重要指标。

(3) 防洪库容与设计洪水位、校核洪水位和汛前限制水位 为调蓄上游入库洪水、削减洪峰、减轻下游洪水威胁, 以达到防洪目的的库容, 称防洪库容。在水库正常运行情况下, 当发生设计洪水时, 水库允许达到的最高水位(与防洪库容), 称为设计洪水位或最高洪水位。当发生特大洪水时, 水库允许达到的最高水位, 称为校核洪水位。在汛期到来之前, 常预先把水库放空

一部分,利用这部分放空的库容增加拦蓄洪水的能力,以削弱洪峰。相应于放空的那部分库容的水位称为汛前限制水位,即水库调洪起始水位,它是由洪水特性和防洪要求综合考虑确定的,在洪水来临前,水库不能超过此水位。

2. 水库的分级 水库的总库容是指与校核洪水位相应的水库容积,它包括了死库容、兴利库容、防洪库容和超高库容。我国目前大中小型水库是按总库容的大小划分等级的,见表3-14。

表3-14 水库分级表

水库级别	大 型		中 型	小 型		塘 坝
	巨 型	大 型		小(一)型	小(二)型	
总库容(米 ³)	>10 亿	1 ~10 亿	0.1 ~1 亿	100 ~1 000 万	10 ~100 万	<10 万

3. 水库的类型 由于兴建水库的河段地形特征及建筑物规模的不同,水库可分湖泊型和河川型两大类。不同类型的水库,其形态特征、水流运动及泥沙淤积规律也各异。

1) 湖泊型水库 坝身高,库容大,形状浑圆,水面比降很小,流速小,河流入库时水面突然展宽,水面比降突然变小,进水量多,出库水量少,泥沙淤积主要在河流入库口附近呈三角洲的淤积形式,并有异重流现象。

2) 河川型水库 坝身低,库容小,库形狭长,水面展宽不大,比降大,流速较大,水库基本保持原河流形状,略加宽和抬高了水位,故泥沙入库后呈带状均匀淤积。

二、湖泊、水库水的运动

湖泊虽属流动缓慢的滞流水体,但是,在风力、水力坡度力和密度梯度力及气压突变等的作用下,湖泊中的水总是处在不断地运动的状态中。湖水运动具有周期性升降波动和非周期性的水平流动两种形式。前者如波浪、波漾运动,后者如湖流、混合、增减水等。通常波动与流动往往是相互影响、相互结合同时发生的。湖水运动是湖泊最重要的水文现象之一,它影响着湖盆形态的演变、湖水的物理性质、化学成分和水生生物的分布与变化,因此,研究湖水的运动是有重大意义的。

(一) 湖水的混合

湖水的混合是湖中的水团或水分子在水层之间相互交换的现象。湖水混合过程中,湖水的温度、动量、质量及溶解质等,从平均值较大的水域向较小的水域转移,使湖水表层吸收的辐射能及其它理化特性传到深处,并使湖底的营养盐类传到表层。湖水混合的结果,使湖水的理化性状在垂直及水平方向上均趋于均匀,从而有利于水生生物的生长。

湖水的混合方式有紊动混合和对流混合,前者也称紊动扩散,是由风力和水力坡度力作用产生的,后者也称对流扩散,主要是湖水密度差引起的。关于紊动扩散和对流扩散的机制及方程,可参见本书第二章第三节。

湖水混合的速度会受到各水层阻力的影响,各水层密度差异越大,阻力就越大,这种阻力称为湖水的稳定度。当湖水密度随深度增大而增大时,就比较稳定,反之就不稳定。湖水稳定度一般可用垂直密度梯度来表示,即:

$$E = \frac{d}{dh} \quad (3-57)$$

式中, E 为湖水垂直稳定度的密度梯度, 以克/厘米² 计; d 为湖水密度; h 为水深。

另一种表示湖水稳定度的方法是以要改变水团稳定度所需作的功来表示。在一个湖泊内, 层间密度不同的湖水处于稳定的平衡状态时, 水团的重心位置必低于湖水处于均匀状态时的水团重心位置, 因此, 所需作的功为:

$$S_y = M \quad (3-58)$$

式中, S_y 为湖水稳定度; M 为整个湖水的质量; d 为层间密度不同的湖水与均匀状态的湖水两者重心间的距离。

(二) 湖泊波漾

湖泊整体或局部水域, 由于风力、气压突变、地震等影响, 发生周期性的摆动称波漾, 也称驻波、定振波。波漾摆动的轴心称波节, 波节处无水面升降运动, 如图 3-60 中 N 点, 波节两边水面交替发生顺向的倾斜, 因而湖边水位是有节奏的升降变化着的。两个波节间水位垂直升降变化的最大幅度处称为波腹, 即图中的 ab 和 cd 。湖泊的波漾基本上是单节的, 亦有双节或多节的, 如图 3-61(a) 和 3-61(b)。

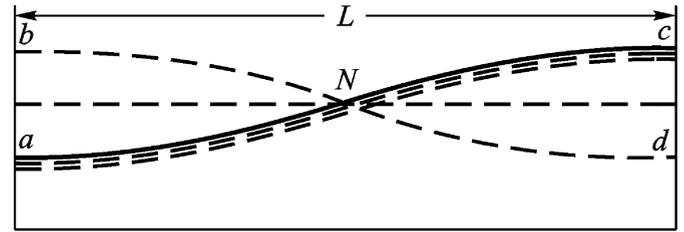


图 3-60 单节波漾

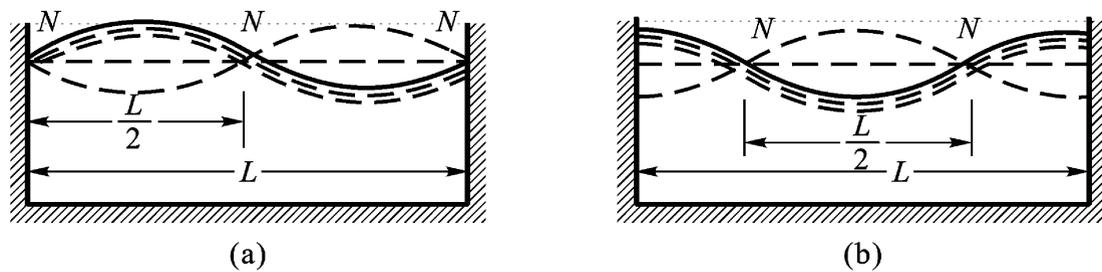


图 3-61 双节波漾

影响波漾波腹大小、周期长短的主要因素是湖盆形态、面积和湖水深度等。面积小、深度大的湖泊, 通常波漾摆动快、周期短、水位变幅也大; 反之则周期长、变幅小。例如, 日内瓦湖湖长 72 千米, 平均水深 173 米, 其波漾平均周期为 73 分钟, 最大波腹可达 2 米; 而匈牙利的巴拉顿湖长 76 千米, 平均水深仅 3 米, 其波漾平均周期长达 10 ~ 12 小时。同一湖泊也可有不同变幅和不同周期的波漾, 例如, 洱海, 长 41.4 千米, 平均宽 6.3 千米, 平均水深 10.5 米, 测得波漾有两种周期, 一为 167.5 分钟, 另一为 19.5 分钟, 而振幅相应为 70 毫米与 16 毫米。分析表明, 波漾周期和振幅的突变, 与气压、降水和风场分布的突变有关。

波漾可视为两个方向相反, 波长、周期相同的波浪叠加的结果。如果行进波遇到陡岸发生反射, 在全反射的情况下, 反射波与入射波的振幅、波长基本相同, 两者相互叠加成波漾, 叠加后其结果是波腹处的振幅为入射波的 2 倍, 而波长不变, 如图 3-62 所示。

波漾水质点的运动是开敞的, 不是沿着圆周运动, 而是沿着抛物线运动。

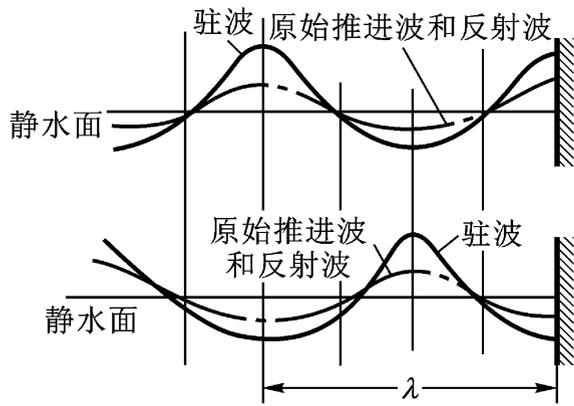


图 3 - 62 入射波与反射波叠加示意图

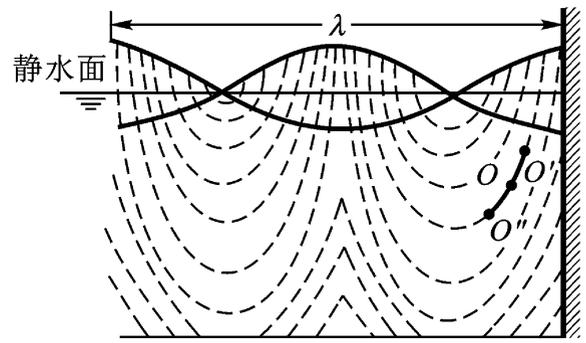


图 3 - 63 双节驻波水质点运动

单节波漾的周期按下式计算:

$$T = \frac{2L}{C} = \frac{2L}{gH} \quad (3 - 59)$$

式中, T 为周期; L 为水体的长度; g 为重力加速度; H 为水深, C 为波漾的波速。

单节波漾的波长 按下式计算:

$$= 2L = CT \quad (3 - 60)$$

多节波漾, 如 n 为波节数, 则上两式可化为:

$$T = \frac{2L}{n gH} \quad (3 - 61)$$

$$= \frac{2L}{n} \quad (3 - 62)$$

(三) 湖泊增减水

由于强风或气压骤变引起的漂流, 使湖泊迎风岸水量聚积, 水往上涨, 背风岸水往下降, 前者称为增水, 后者称减水。一岸增水, 一岸减水, 必然造成两岸水位差, 湖面变成倾斜状态。倾斜的湖面反过来又阻滞着漂流作用。并在水下形成与漂流流向相反的补偿流。如图 3 - 64 形成了全湖性的垂直环流系统, 在深水湖岸, 补偿流的范围可超过漂流的厚度, 如果湖盆平缓, 水的密度差别不大, 补偿流的范围可达湖底。

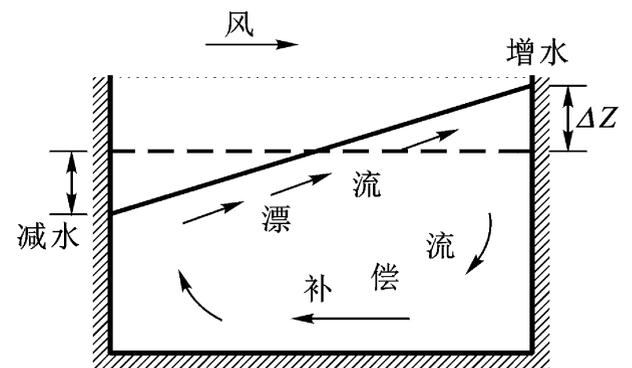


图 3 - 64 增减水示意图

增减水的主要特征是水位的变化, 水位变化的幅度可以实测, 也可通过下式近似确定

$$h = C_s \frac{\tau_a L}{gH} \cos \theta \quad (3 - 63)$$

式中, h 为增减水位变幅; C_s 为经验常数, 可取 1 ~ 15; τ_a 为风应力; L 为水体长度; ρ 为水的密度; g 为重力加速度; H 为水体平均深度; θ 为风向与 L 线方向的夹角。

可见水位变幅的大小决定于风力的强弱、湖盆的形态、湖水的深度(反比关系)等。通常浅水湖远大于深水湖, 例如, 平均水深为 10.2 米的洱海, 一般测到的增减水水位变幅仅 80—90 毫米, 这与该湖的风速较小也有关。而平均水深仅 1.9 米的太湖, 在强风作用下增减水位变幅一

一般为 0.2—0.3 米, 如遇台风, 变幅增大, 例如, 1956 年 8 月 1 日全湖水位不变情况下, 迎风岸新塘和背风岸胥口水面一升一降, 相差可达 2.45 米, 见图 3 - 65。

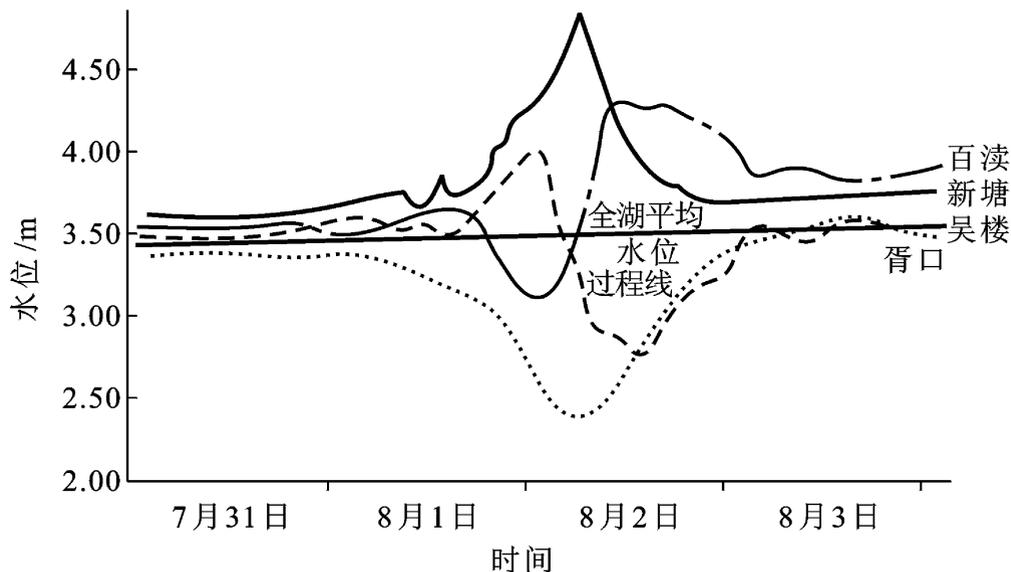


图 3 - 65 太湖增减水过程(1956)

(四) 水库异重流

异重流是两种重率不同的流体相汇合, 由于重率的差异而发生的相对运动。在运动过程中, 各层流体能保持其原来的特性, 不因交界面上的紊动作用而发生全局性的掺混现象。水流比重差异多数是由于水温、含沙量、溶解质的含量不同所致。温差异重流常见于热电站冷却水的引水口, 盐水异重流常见于入海河口, 而浑水异重流则主要发生在河流入库处, 如图 3 - 66。

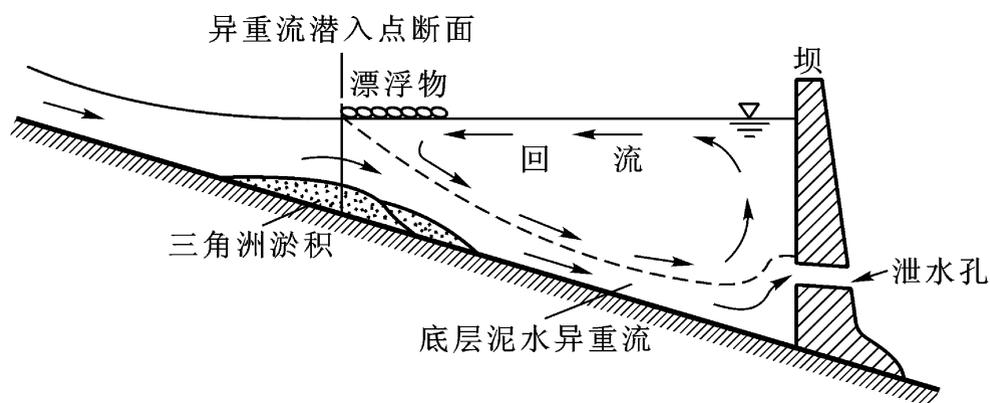


图 3 - 66 水库异重流示意图

1. 水库异重流的形成 挟沙水流进入水库壅水段后(如图 3 - 67 中 A 点), 由于水深增加, 流速减低, 水流中所挟带的泥沙不断向底部沉降, 水面的流速与含沙量逐渐趋向于零。向底部沉降的泥沙, 较粗的部分将就地落淤, 形成三角洲淤积, 较细的则由于沉降速度小, 还能继续保持悬浮状态。进到 B 点以后, 表层水开始变清, 形成一个明显的清浑水交界面, 这时该区段内出现两种比重不同的流体, 在重力作用下, 潜入底部的水流就有可能携带着所剩下来的悬浮物质, 以一定的速度

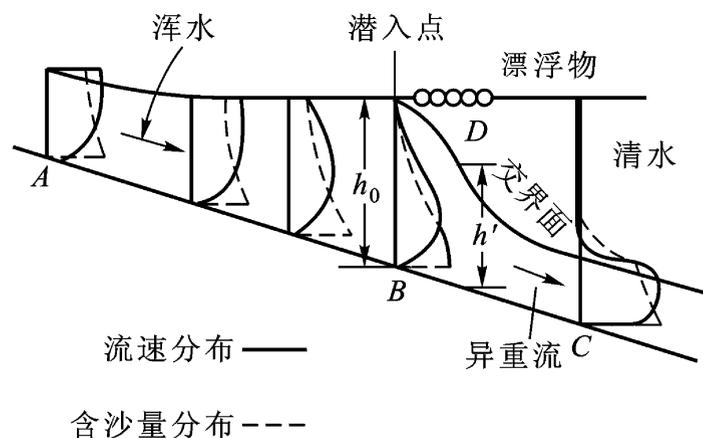


图 3 - 67 自挟沙明渠水流过渡到异重流的过程中流速和含沙量的沿程变化

向前运动, 形成异重流, 如图 3 - 67 中的 C 点。由于异重流在向水库区运动的过程中, 将带动一部分交界面上的清水相随同行, 因而其表层就会出现相反方向的补偿流。这种补偿流的回流将推动水面的漂浮物质向 B 点附近聚集, 这就是水库异重流产生的一个标志, B 点通常称为异重流的潜入点, 即水库异重流形成和插入库底的潜入点。

清浑水的重量差是形成水库异重流的根本原因。据研究, 入库浑水的含沙量大于库水含沙量千分之一即可产生异重流, 而浑水含沙量大于 10—15 公斤/米³ 时, 异重流才比较稳定; 其次是组成异重流泥沙的颗粒一般要细小, 通常以 $d = 0.01$ 毫米的粒径为界限粒径。此外, 如果入库的浑水能持续不断, 库底又有足够的坡降, 则异重流能在水库中长距离运行, 以至到达坝前。此外, 如果坝体底孔开启异重流就可以排出水库。因此, 弄清异重流运动规律, 对采取异重流排沙, 减缓水库淤积速率将有重要的意义。

2. 水库异重流的特性 异重流的运动规律与一般明渠水流有类似的地方。异重流发生后, 维持异重流前进的动力与明渠一样, 也是重力。但由于异重流体受到上层清水的包圈, 并受上层流体的浮力作用, 故异重流体的有效重力大大减小。据研究, 浑水的有效重力为原重力的 $\frac{1}{100} - \frac{1}{1000}$ 。由于重力作用大大削弱, 使惯性力的作用相对显得十分突出。相对突出的惯性力作用, 使异重流能够轻易超越障碍及爬高, 这是一般水流运动做不到的(图 3 - 68)。此外, 由于重力作用减弱, 阻力作用也显得十分突出, 由于阻力作用相对增强, 故异重流的运动速度是很小的, 通常只及一般水流的 $\frac{1}{10} - \frac{1}{30}$ 。因此, 异重流要维持长距离运动, 清浑水交界面在水流方向上必须有足够的坡度。

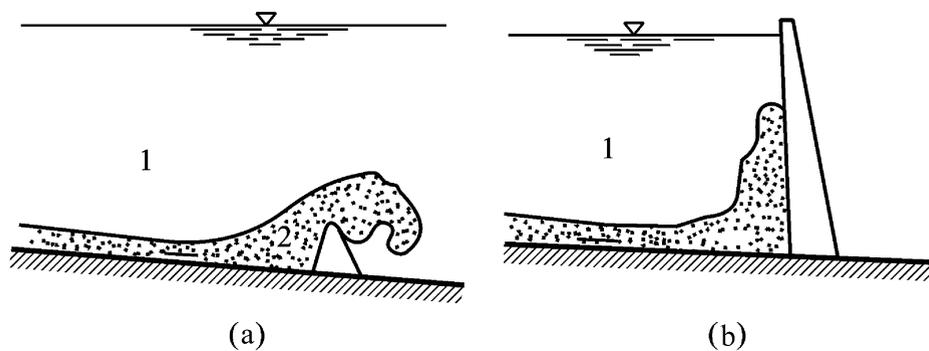


图 3 - 68 异重流超越障碍物(a) 及爬高(b)

1. 清水; 2. 异重流

三、湖泊、水库水量平衡与调节作用

(一) 湖泊水库的水量平衡

1. 湖泊的水量平衡 湖泊水量, 由于入流和出流在数量上不尽相等而发生变化, 湖泊水量的这一变化过程, 可用水量平衡方程式来表示:

$$V_P + V_{Rd_1} + V_{Rg_1} = V_E + V_{Rd_2} + V_{Rg_2} + V_q \pm V$$

式中, V_d 为湖面降水量; V_{Rd_1} , V_{Rd_2} 分别为入、出湖地表径流量; V_{Rg_1} , V_{Rg_2} 分别为入、出湖地下径流量; V_E 为湖面蒸发量; V_q 为工农业用水量; V 为计算时段始末湖水贮量的变量。以上各项均为按计算时段计算, 单位为亿立方米。

对于闭合流域, 因无地下径流的流入与流出, 则上式简化为:

$$V_P + V_{Rd_1} = V_E + V_{Rd_1} + V_q \pm V \quad (3 - 64)$$

对于内流湖泊, 因无地表径流自湖内流出, 则上式又可简化为:

$$V_P + V_{Rd_1} = V_E + V_q \pm V \quad (3 - 65)$$

2. 我国主要湖泊的水量平衡 我国主要大湖水量平衡如表 3 - 15:

表 3 - 15 我国一些湖泊水量平衡(亿立方米)

湖 名	收 入 项					支 出 项				
	V_{Rd_1}	V_P	V_{Rg_1}	V	合计	V_{Rd_2}	V_E	V_{Rg_2}	V	合计
鄱阳湖	1 607.76	33.88			1 641.64	1 599.02	30.98		11.64	1 641.64
	97.9%	2.1%			100%	97.4%	1.9%		0.7%	100%
洞庭湖	3 182.18	50.8			3 232.98	3 150.00	38.20		44.78	3 232.98
	98.4%	1.6%			100%	97.4%	1.2%		1.4%	100%
太 湖	61.51	25.17		3.38	90.06	67.18	22.88			90.06
	68.3%	27.9%		3.8%	100%	74.6%	25.4%			100%
洪泽湖	337.54	21.26		23.98	382.78	362.8	19.98			382.78
	88.2%	5.5%		6.3%	100%	94.8%	5.2%			100%
巢 湖	24.12	6.20		9.54	39.86	32.86	7.0			39.86
	60.5%	15.6%		23.9%	100%	82.4%	17.6%			100%
洱 海	10.65	3.13			13.78	10.39	3.39			13.78
	77.3%	22.7%			100%	75.4%	24.6%			100%
滇 池	9.02	2.98			12.00	5.97	4.33		1.70	12.00
	75.2%	24.8%			100%	49.8%	36.1%		14.1%	100%
镜泊湖	32.2	0.50		1.74	34.44	32.4	0.59	1.45		34.44
	93.5%	1.4%		5.1%	100%	94.2%	1.7%	4.1%		100%
博斯腾湖	25.8	1.0	3.31		30.11	9.55	15.84		4.72	30.11
	85.7%	3.3%	11.0%		100%	31.7%	52.6%		15.7%	100%
布伦托海	4.60	0.72	2.31	0.6	8.23		8.23			8.23
	55.9%	8.7%	28.1%	7.3%	100%		100%			100%
赛里木湖	3.06	2.04			5.10		4.54	0.56		5.10
	60%	40%			100%		89%	11%		100%
艾比湖	17.22	1.28			18.50		18.50			18.50
	93.1%	6.9%			100%		100%			100%
岱 海	1.08	0.68			1.76		1.54		0.22	1.76
	61.4%	38.6%			100%		87.5%		12.5%	100%
青海湖	12.28	15.64	6.39	5.77	40.08		40.08			40.08
	30.6%	39.1%	15.9%	14.4%	100%		100%			100%
羊卓雍错	6.34	2.20			8.54		8.54			8.54
	74.2%	25.8%			100%		100%			100%

1) 从湖水补给看 湿润的东部平原区, 入湖地表径流量占湖泊总补给水量比重很大, 其中又以湖泊补给系数(指流域面积与湖水面积的比值) 大的洞庭湖(56.2)、鄱阳湖(47.7) 更为突出; 干旱半干旱的西北内陆地区, 湖面降水及入湖地下径流占据了一定比重, 入湖地表径流所占比重相对较小, 其中青海湖入湖地表径流所占比重甚至还不及湖面降水的比重。

2) 从湖水的消耗看 外流湖泊以出湖地表径流量为主; 内陆湖的入湖水量几乎全为湖泊蒸发所消耗。

3) 从湖水补给量地区分布看 极不平衡, 江淮流域的湖泊年补给量为 5 000—6 000 亿立方米, 东北、内蒙古的湖泊为 100 亿立方米, 新疆博斯腾湖为 30 亿立方米, 青藏高原的湖泊则更小了。

此外, 据研究, 我国湖泊补给水量年际变化较大, 丰枯水年的水量差一般多为 2—5 倍, 洪泽湖可达 23 倍, 见图 3 - 69。丰水年湖泊贮水量一般有所增加, 而枯水年则减少, 湖泊水量年内

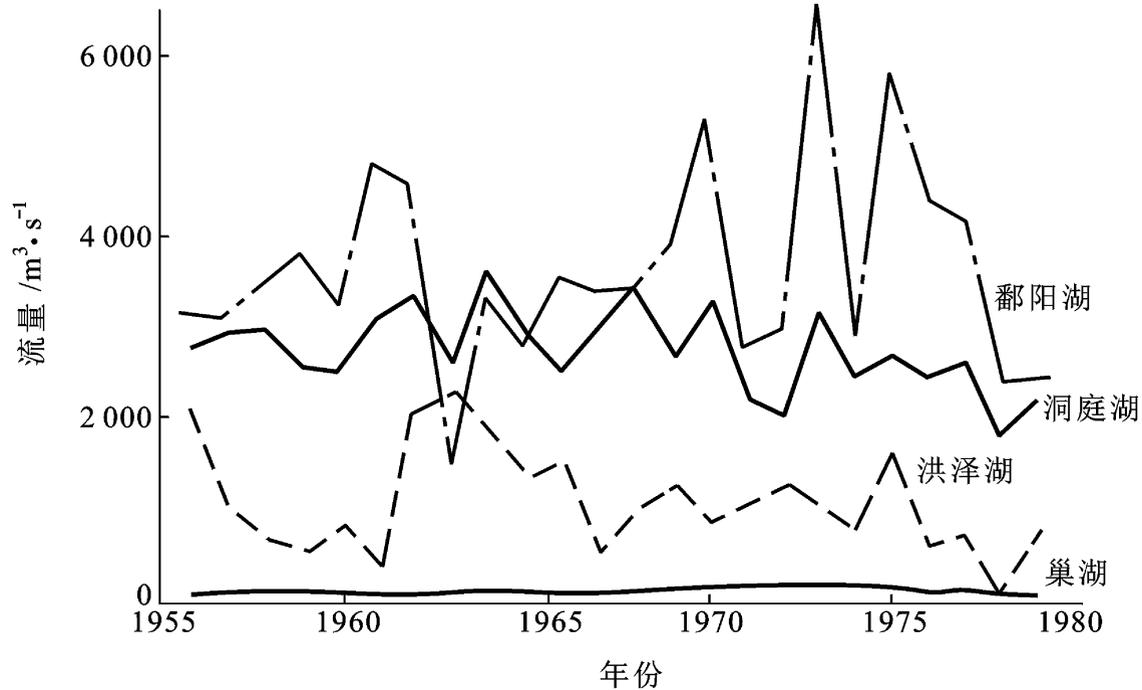


图 3 - 69 入湖水量年际变化

变化则更为显著, 最大入湖月径流量与最小入湖月径流量的比值, 鄱阳湖、洞庭湖为 6 ~ 15, 见图 3 - 70, 而镜泊湖和乌伦古湖则可达 100 以上。年内分配随流域降雨的年内变化和湖泊贮水能力大小而变。

3. 湖泊的换水周期及其意义 湖泊是换水缓慢的滞流水体, 从湖内大量引水, 导致湖泊水位的下降, 湖水面积的缩小, 使湖区生态环境发生一系列的变化, 造成许多不利的影响。

湖泊换水周期的长短, 可以作为判断能否引用湖水资源的一个参考指标。

$$T = \frac{W}{Q \times 86400} \quad (3 - 66)$$

式中, T 为换水周期, 以天计; W 为湖泊贮水量, 以立方米计; Q 为年平均入湖流量, 以立方米/秒计。

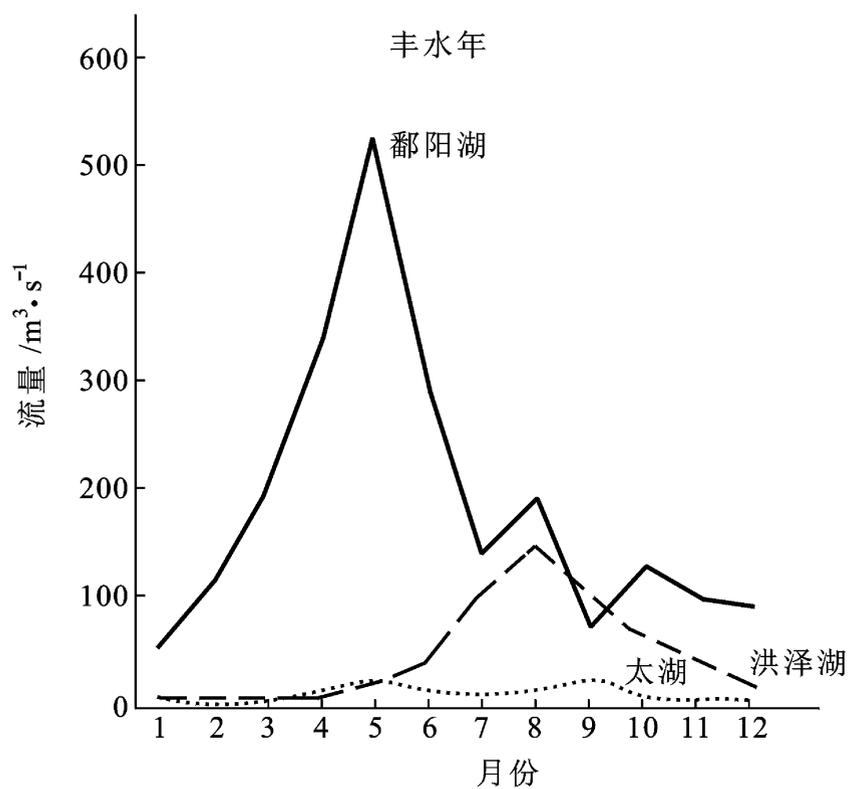


图 3 - 70 入湖水量年内变化

上式表示湖泊贮水量被年平均入湖水量完全替换所需的时间, 根据此式, 可以计算湖泊的换水周期。表 3 - 16 为我国湖泊换水周期表, 由表可见: 东部平原 5 大淡水湖换水周期均小于 1 年, 说明入湖径流量大, 湖水利用后, 能很快得到恢复, 不会引起生态环境的恶性循环。布伦托海、羊卓雍湖、青海湖的换水周期分别大于 8.5 年、25.2 年和 60.4 年, 则不宜引用。因为来水量大小, 一经引用难以得到恢复, 这些湖又处于干旱半干旱地区, 水量得不到补充, 湖泊生态环境会发生严重变化。

表 3 - 16 中国湖泊换水周期表

湖 名	贮水量(亿立方米)	入湖流量(立方米/秒)	换水周期(天)
鄱阳湖	259	5093.1	59
洞庭湖	173	10353.0	20
洪泽湖	24.4	1064.3	27
巢 湖	18.0	164.3	127
太 湖	44	195	264
洱 海	26	33.8	891
滇 池	12	28.6	485
镜泊湖	16.3	102.1	184.8
博斯腾湖	77.3	92.31	969
布伦托海	59	21.9	3117
羊卓雍湖	160	20.1	2911
青海湖	742	38.94	22054

4. 水库的水量平衡 水库水量平衡方程基本上与湖泊类似, 只是库岸调节及库区、坝下渗漏损失比湖泊大。此外, 在支出方面, 还需考虑弃水水量问题。

如果库区有一定的水文地质资料, 库岸调节量 V_w 计算式为:

$$V_w = ABC \times L \times \mu \quad (3 - 67)$$

式中, L 为计算地段库岸长; μ 为库岩的岩石土壤平均给水度, ABC 为时段始末壅水曲线包围的面积, 见图 3 - 71。

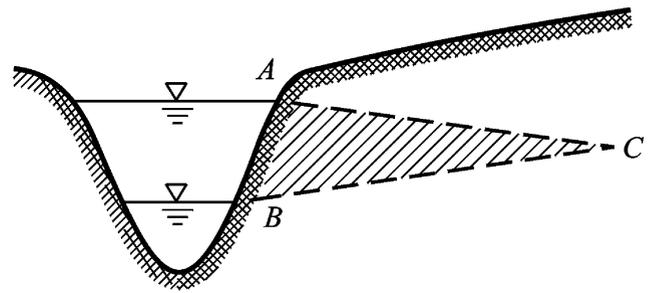


图 3 - 71 库岸调节示意图

据官厅水库的实测资料, V_w 平均约为水库蓄水量的 10%。

(二) 湖泊水库的调蓄作用

1. 水库的调节 运用水库蓄容径流的能力来抬高水位, 集中落差, 并对入库径流在时程上、地区上, 按各用水部门的需要, 重新分配过程, 称水库调节。水库的防洪、灌溉、发电及航运等效益; 均建筑在水库调节能力的基础上。水库建成之后的调度运行, 其主要工作就在于如何合理调配水量。

按调节周期的长短, 水库调节可分日调节、年调节及多年调节。其中日调节是指通过调节使水库在一昼夜之内, 完成一个循环, 日调节时间不长, 要求的调节库容较小, 见图 3 - 72。

年调节是指利用水库拦蓄能力, 将丰水期多余水量蓄存起来, 以备枯水期使用, 其调节周期为一年, 故称年调节。当水库已蓄满, 来水量仍大于用水量, 将发生弃水, 如图 3 - 73 所示。此种仅能调节部分多余水量的径流调节, 称不完全年调节, 水库如能拦蓄年度内全部来水量, 称完全年调节。

多年调节是指水库将丰水年多余的水量蓄存起来, 以补枯水年水量的不足, 其调节周期可连续好几年。

在进行水库调节计算时, 常利用如下相对指数来表示水库的工作特性。

库容系数, 即水库兴利库容 $V_{兴}$ 与多年平均径流总量 W_0 之比: $= \frac{V_{兴}}{W_0}$

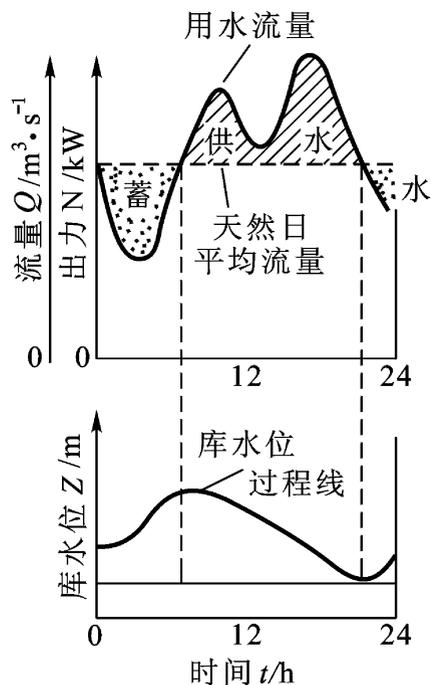


图 3 - 72 径流日调节示意图

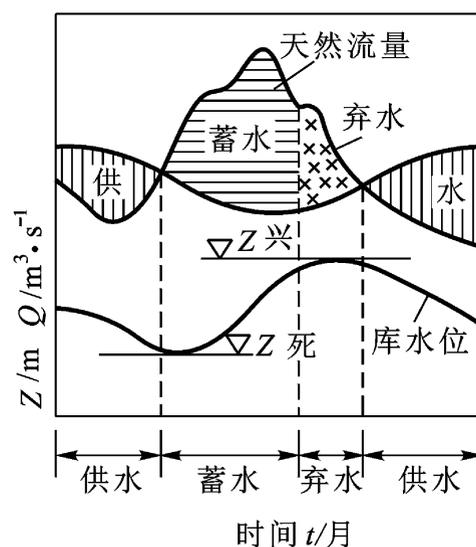


图 3 - 73 径流年调节示意图

一般当 $\eta = 8\% \sim 30\%$ 时, 可进行年调节; 如果径流年内分配比较均匀, 则 $\eta = 2\% \sim 8\%$ 时, 亦可进行年调节。

利用系数 η , 即水库多年平均利用水量 W_v 与多年平均径流总量 W_0 之比值, 即

$$\eta = \frac{W_v}{W_0} \text{ 或 } \eta = \frac{W_0 - W_c}{W_0}$$

式中 W_c 为多年平均弃水量。

2. 湖泊的调蓄作用 湖泊作为天然水库, 除了能拦蓄本流域上游来水, 减轻下游洪水的压力外, 还可分蓄江河洪水, 降低干流河段的洪峰流量, 滞缓洪峰发生的时间, 发挥调蓄作用。

以洞庭湖为例, 洞庭湖是我国第二大淡水湖。它的水源: 北有松滋、太平、藕池、调弦(已封堵)4口分泄长江水入湖(占入湖总水量 37.7%), 南、西有湘、资、沅、澧4大水系入汇(占 53.9%), 湖区四周中小河注入(占 8.4%), 各方水流入湖停蓄后, 在湖区东北角经城陵矶出湖入长江。现有水域 2 691 平方公里, 最大水深 10.5 米, 最大容积 200 余亿立方米。故接纳4水、吞吐长江的洞庭湖, 是调蓄长江中游干、支流洪水的重要的天然水库。洞庭湖的削峰作用从表 3 - 17 可见, 4水、4口的入湖洪水, 经过洞庭湖调蓄, 多年(1951—1983)平均削减了洪峰流量

表 3 - 17 洞庭湖多年平均削峰统计

年 份	入湖洪峰流量 (立方米/秒)	出湖洪峰流量 (立方米/秒)	削 峰 值 (立方米/秒)	削峰值占 入湖洪峰(%)
1951—1960	42 156	28 910	13 246	31.5
1961—1970	43 179	31 240	11 939	27.7
1971—1980	36 452	26 270	10 182	27.9
1981—1983	34 126	28 467	5 659	16.6
1951—1983 33年平均	40 200	28 800	11 400	28.4
最大 1954.7	64 053	43 400	20 653	32.2
最小 1978	22 500	17 100	5 400	24

的 28.4%。1954 年最大削峰量可达 20 653 立方米/秒, 削减了入湖洪水的 $\frac{1}{3}$ 。洞庭湖对长江干流的分洪作用和削峰作用见表 3 - 18 和表 3 - 19。据统计 4 口 1951—1983 年多年平均分流量为 1 180 亿立方米, 占入湖总量 37.7%, 而多年平均汛期(5—10 月)分流量为 1 094 亿立方米, 故长江分流入湖水量中 92.7% 是在汛期入湖的。显然洞庭湖已成为长江汛期的天然分洪、滞洪区了。1954 年特大洪水时, 洞庭湖甚至削减了长江干流约 $\frac{1}{2}$ 的洪峰流量, 因而洞庭湖的调蓄, 对保护荆江大堤及武汉城市的安全, 发挥了巨大的作用。然而从此 3 表中也可以看出, 近 30 多年来, 洞庭湖的调蓄能力在不断地减弱, 这是由于湖区泥沙淤积, 湖泊容积不断减少所致。多年平均入湖泥沙达 1.335 亿立方米, 其中又以长江 4 口挟带的泥沙为主, 约占其中 82%, 而多年平均出湖泥沙仅 0.351 亿立方米, 平均每年沉积在湖区的泥沙为 0.984 亿立方米, 洞庭湖通过蓄浑吐清, 固然对减轻长江干流河床泥沙的沉积、稳定干流河床起着有利的作用, 但是, 泥沙沉积湖底, 日积月累就使洞庭湖的面积、容积逐年减小, 从而削弱了其调蓄能力。据 1954 年及 1983 年湖区实测地形图对比, 城陵矶水位 23 米时, 容积减少 59%, 33 米时, 容积减少 40%。

表 3 - 18 4 口分流比值变化表

年 份	4 口平均年径流量 (亿立方米)	4 口占入湖年径流总量 (%)	4 口占长江径流量 (%)
1951—1960	1 484	44.8	33.9
1961—1970	1 333	40.4	29.3
1971—1980	808	30.4	19.3
1981—1983	898	29.6	19.7

表 3 - 19 4 口与宜昌洪峰流量对比(立方米/秒)

年 份	4 口洪峰平均值	宜昌洪峰平均值	4 口占宜昌(%)
1951—1960	23 691	55 720	42.5
1961—1970	20 542	50 230	40.9
1971—1980	14 265	46 210	30.9
1981—1983	18 902	61 200	30.9
最大洪峰 1954	27 460	55 000*	49.9

* 为宜昌与四口洪峰相应的洪峰流量

一般与河流相通的外流湖均有调蓄作用。鄱阳湖在一般年份可调节来水量的 15% ~30%, 而特大洪水年, 如 1954 年, 它削减了入湖峰量的 50% 以上, 其削峰量为 23 400 立方米/秒。

湖泊调蓄能力的大小, 首先决定于湖泊容积, 其次决定于内湖水位与外江水位之间的涨落关系及差值。以江汉湖群为例, 在沿江口门未设控制闸前, 江湖相通, 内湖与外江水位涨落同步变化, 故调节能力有限。江湖分家后, 一般根据预报、汛前泄空湖容, 洪水期再开闸蓄洪, 因而提高了湖泊的蓄洪能力。

湖区泥沙沉积影响湖泊的调蓄是自然因素, 而盲目围湖造田、人为因素削弱湖泊的调蓄能力和破坏湖泊资源的现象, 更应该引起重视, 已出现的问题也要采取还田为湖等措施妥善解决。

据统计,仅洞庭湖、鄱阳湖、江汉湖群因围垦而失去湖泊容积达 350 亿立方米,导致可调蓄的淡水资源损失相当于淮河正常径流量的 1.3 倍,比东线南水北调计划引水 1 000 立方米/秒的流量还多 35 亿立方米的水量。

四、湖泊的演化

湖泊有其发生、发展与消亡的过程(水库是人工湖泊,其自然演化规律与天然湖泊雷同,故不赘述)。湖泊一旦形成,由于自然环境的变迁,人类活动的影响,湖盆形态、湖水性质、湖中生物等均在不断地发生变化。其中湖泊形态的改变,往往会导致其他方面的变化。湖泊由深变浅、由大变小,湖岸由弯曲变为平直,湖底由凹凸变为平坦,这就会使深水植物逐渐演化为浅水植物,沿岸的植物逐渐向湖心发展。由于泥沙不断充填、水中生物的死亡和堆积,最后湖泊会转变为沼泽。干燥区湖泊由于盐分不断累积、淡水湖转化为咸水湖。盐度较小的湖泊其生物大致与淡水湖相同,盐度较大的湖泊,淡水生物很难生存。当水量继续蒸发减少,咸水湖可以变干,转化为盐沼,至此湖泊全部消亡。

(一) 湖盆的演化

1. 湖岸的变形 湖盆未充水前,在一定的外力作用下具有相对稳定的坡度。当作用的外营力不发生改变时,岸坡基本上是稳定的。湖盆蓄水后,岸边土壤浸水,土壤中含水量增加,破坏了原先相对稳定的平衡条件,必然引起湖岸变形。

受湖水浸泡,结构受到破坏的湖岸土层,在波浪、湖流的冲击作用下发生崩塌、滑塌的变形。岸壁滑塌物质往往一部分停积在岸边,另一部分随湖流挟走,在波浪长期的作用下,原岸线逐渐后退,该处形成侵蚀浅滩,波浪搬运的物质在岸脚堆积,继续向湖心方向发展形成淤积浅滩。当浅滩发展到足以消耗传至岸边波浪的全部能量时,湖岸便演化成相对稳定的形态。一般说,稳定的湖岸可由岸崖或岸壁、湖滨、岸边浅滩(包括侵蚀浅滩和淤积浅滩)及浅滩外缘斜坡等组成。

2. 湖底的沉积 湖底的演化主要是由湖底的沉积作用引起的。湖底的沉积物主要有外界输入和内部形成两个来源。外界输入的沉积物质主要是流域上的泥沙、尘土、盐类及其他元素,经径流或风力挟携入湖;内部形成的沉积物中,有湖岸崩塌的产物、因化学作用从湖水分解出来的盐类,以及湖中水生生物死亡后的残体等。所有这些入湖或湖内的物质、生物,均会由于力学作用、化学作用和生物作用而引起沉积,故湖底的沉积物又可分为机械沉积、化学沉积和生物沉积 3 种。泥沙淤积即属于机械沉积,流域上水土流失严重往往加剧了湖泊的泥沙沉积。例如,长江上游近些年来水土流失加剧,其中下游洞庭、鄱阳、洪泽、巢湖及太湖 5 大淡水湖泊的泥沙沉积也日趋严重。据统计,每年泥沙淤积量达 1.7×10^8 吨。如前所述,泥沙沉积湖底,使湖泊面积、容积日益缩小,从而调蓄功能也逐渐下降。

由于湖区不同部位动力特性的差异,泥沙在湖区的沉积有明显的分选性。粗粒沉积分布在河流入湖河口附近,较细的沉积在口前湖滨,更细的随湖流至湖中部沉积。泥沙在湖底沉积过程中,也会发生交合作用,即发生理化与生化两种复杂的过程。在交合过程中,水底生物及河底上层土壤中的细菌起着重要的过滤、搅拌、分解作用,随着湖底沉积过程的发展,湖底起伏逐渐变平,当湖泊变浅时,深水部分产生的淤泥往往被浅水沉积物重新覆盖。

湖泊沉积物经过交合作用形成的淤泥,包括有机和无机的微粒。深水湖沉积无机质组成比

重较大,浅水湖沉积则有机质比重较大,尤其是在湖水很浅、水色混浊、流动性小,水生生物多的富营养型湖泊中,最适于有机淤泥的沉积。有机淤泥又分腐泥与泥炭泥两类,前者也称骸泥,因其中含有不少植物遗体组成的有机残骸;后者含有丰富的、由极稳定的腐殖质组成的有机化合物。

(二) 湖水的演化

湖水的演化是指湖水化学性质的改变。引起化学性质改变的因素有自然因素和人为因素两种。

在自然情况下,湖水性质的改变往往是由于气候的变化或盐分平衡发生变化而引起的。例如,气候不断变干,蒸发加强,盐分不断浓缩,碳酸盐型水可转化为硫酸盐型水,硫酸盐型水可转化为氯化物型水。当水的矿化度不断增加,水量不断减少,各种盐类均可析出而沉积于湖底。相反如果气候变湿,氯化物型水也可转化为硫酸盐型水,硫酸盐型水又可转化为碳酸盐型水。当然,湖水的这种转化过程是长期的,非常缓慢的。

人类活动因素主要是指工业废水、农田灌溉用水的排入,也会引起湖水性质的改变、演化。

(三) 湖中生物的演化

湖泊水生物可分浮游生物、漂浮生物、自游生物和底栖生物等。不同的水生生物要求着不同的湖泊环境。湖盆的演化、湖水水质的变化,必然使湖泊生物群落的组成结构、生物的种类、个数也相应发生变化。

随着湖盆为沉积物所充填的程度,环生的草丛从四周向湖心扩展,而使湖心开阔的水面逐渐缩小,当湖泊水深减到一定程度,植物就沿着全湖面从湖底露出水面。生物残骸与泥沙的沉积日积月累,最终湖泊消亡成为沼泽。

五、沼泽

沼泽是地表土壤层水过饱和的地段。它是一种特殊的自然综合体,具有三个基本特征:地表经常过湿或有薄层积水;其上生长湿生植物或沼生植物;有泥炭积累或无泥炭积累,但有潜育层存在。

全球沼泽面积约占陆地面积的0.8%。我国的沼泽主要分布在四川的若尔盖高原、三江平原等地,总面积约11万平方公里,占全国陆地面积1.15%。

(一) 沼泽的形成

沼泽地段的自然条件一般是地势低平、排水不畅、蒸发量小于降水量,地表组成物质粘重不易渗透。故主要分布在冷湿或温湿地带。其形成大致可分两种情况:

1. 水体沼泽化 水体沼泽化主要是指海滨沼泽化、湖泊沼泽化和河流沼泽化。最常见的是湖泊沼泽化,它又可分浅湖沼泽化和深湖沼泽化两类。

浅湖沼泽化过程是由水生植物或湿生植物不断生长与死亡,沉入湖底的植物残体在缺氧的条件下,未经充分分解便堆积于湖底,变成了泥炭,再加上泥沙的淤积,使湖面逐渐缩小,水深变浅,水生植物和湿生植物不断地从湖岸向湖心发展,最后整个湖泊就变成了沼泽。

深湖沼泽化过程是由于水中生长长根茎的漂浮植物,其根茎交织在一起形成“浮毯”,浮毯可与湖岸相连。由风或水流带入湖中的植物种子便在浮毯上生长起来。以后由于植物的不断生长与死亡,其残体便累积在浮毯上形成泥炭,当浮毯层发展到一定厚度时,其下部的植物残体

渐渐沉入湖底,形成下部泥炭层。随着时间的推移,由于上、下部泥炭层的扩大和加厚,以及湖底的填高,净水层渐渐减小,以致两者相连,湖泊就全部转化为沼泽。

2. 陆地沼泽化 陆地沼泽化又可分为森林沼泽化和草甸沼泽化过程。

森林沼泽化过程往往是由于森林的自然演替、采伐和火烧之后而形成的。在寒带和寒温带茂密的针叶林区,由于森林阻挡了阳光和风,枯枝落叶层覆盖了地面,减小了地面蒸发,枯枝落叶层又拦蓄了部分地面径流,如遇土壤底层为不易透水的岩石或沉积层,就会使土壤过湿,引起森林退化,使适合这种环境的草类、藓类植物生长,从而森林逐渐演变成沼泽。此外,森林采伐和火烧,可使土壤表层变紧,减少了水分蒸腾,使土壤表层过湿,为沼泽植物生长发育创造了条件,因而在采伐和火烧迹地上容易引起沼泽化。

草甸沼泽化过程,常发生在地势低平、排水不畅的地方。疏丛草逐渐被密丛草所代替,植物残体在水不易流通的环境里,因分解不充分而转化为泥炭,草甸植被逐渐为沼泽植被所代替,草甸转化为沼泽。

(二) 沼泽水文特征

1. 沼泽水的存在形式大都以重力水、毛管水、薄膜水等形式存在于泥炭和草根层中。当潜水出露地面成为地表积水或汇成小河、小湖、常年积水、季节积水或临时积水、片状积水,深度小于 50 厘米,有草丘时,水积于丘间洼地。

2. 沼泽水的运动。沼泽径流中除部分沼泽在个别时段有表面流外,大都是孔隙介质中侧向渗透的沼泽表层流。表层流存在于潜水位变动带内,呈层流状态,可用达西定律描述。速度与水力坡度和渗透系数成正比。通常水力坡度与沼泽表面坡降相同,渗透系数各层不一。流量的大小取决于潜水位的高低、各层渗透系数和泥炭层或草根层的厚度。

3. 沼泽水量平衡 蒸发量大、径流量小是沼泽水量平衡的重要特点。在多年变化中,前者变化小,后者变化相对较大。沼泽蒸发量的大小与沼泽类型、气候条件及沼泽蓄水的多少有关。一般说,潜育沼泽、低位沼泽蒸发量较大,沼泽蓄水多时,蒸发量与辐射平衡值呈正相关,在夏季,当沼泽前期蓄水量基本耗尽时。沼泽蒸发与降水量也呈正相关。

4. 沼泽的温度、冻结和解冻 表面有积水或表层水饱和的沼泽,其表面温度及日变幅都小于一般地面,地表无积水而近于干燥的泥炭沼泽和干枯的潜育沼泽则相反。沼泽温度日变化波及的垂直深度一般均很小。高纬地区的沼泽有冻结现象,当潜水位到达沼泽表面时,冻结过程开始较晚,冻结慢、深度小,当表层有机物质近于干燥时,冷却快、冻结早,但下层冻结很迟缓,冻结深度也小。同理春天解冻迟、化透时间晚。例如,三江平原,7 月间正值盛夏,沼泽表面温度可高于 20℃,但有的沼泽表面以下仍有冻层存在。

5. 沼泽水水质特征 沼泽水富含有机质和悬浮物,生物化学作用强烈。水体混浊、呈黄褐色。因有机酸和铁锰含量较高,沼泽水面常出现红色。沼泽水矿化度较低,除干旱区的盐沼和海滨沼泽外,一般不超过 500 毫克/升,水的硬度很低, pH3.5 ~7.5,呈酸性和中性反应、弱酸性反应多,腐殖质的含量从每升几毫克到每升上百毫克不等。

第七节 径流向海汇集及其效应

陆地表面的径流最后通过入海河流的尾闾段不断地向海洋汇集。由于这里兼受河流及海洋不同的动力条件、化学性质及热力特性等因素的综合影响,故入海河口具有独特的水文运动

变化规律;又由于地表大量的淡水、泥沙、化学元素陆续地向海汇集,导致海洋环境,尤其是海滨地区的环境产生海水淡化、陆地向海延伸及化学元素迁移等效应。

一、入海河口的水文特性

入海河口是指河流与海洋相结合的地段。它既包括受到海洋因素影响的河流尾间段,也包括受到河流因素影响的滨海地区。入海河口是地表液态水的输出通道,也是海洋液态水的输入进口。在海、陆间的水循环过程中,入海河口起着重要的传递纽带作用。

根据河、海的动力条件,可以将入海河口划分为不同的区段。河流的动力是径流,海洋则是潮流、海流等,河口可视为径流与潮流相互作用的区域,其上界为潮汐影响的上限(潮差为零处)——潮区界;下界为径流在海洋中扩散的末端——水下三角洲的前缘。根据径流和潮流对比程度的差异自上而下可把河口区划分为三段(图 3-74):自潮区界至潮流界(涨潮流上溯的上界,也是涨潮流速为零处)为近口段;自潮流界至口门为河口段;自口门至水下三角洲前缘为口外海滨段。在近口段内由于受潮水的顶托,水位虽有周期性的升降,但流向始终指向下游,径流作用占绝对优势,故近口段的水文属性和河槽演变规律与河流基本一致。河口段是径流和潮流作用势均力敌的区段,水流呈周期性往复流,水位也有周期性的涨落变化,动力条件与河槽演变特别复杂。口外海滨段径流因素的影响逐渐削弱直至消失,潮流,波浪等海洋因素则起主要作用,水文特性及演变规律与海洋相似。

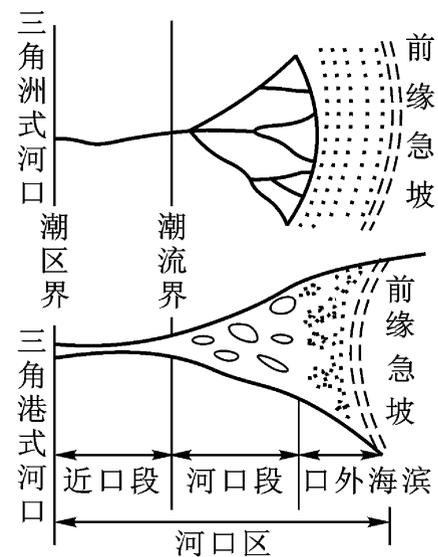


图 3-74 入海河口的三个区段

径流和潮流两者相互消长,支配着河口区的水文特征,潮区界和潮流界是径流、潮流这一对矛盾相互作用的产物。由于径流有洪枯水期的变化,潮流也有大小潮之分,它们相互作用可能出现很多组合,使潮区界和潮流界的位置发生变化。以长江口为例,枯水大潮期,潮区界可抵距河口 616 公里的安徽大通,潮流界可抵江苏的镇江附近。但洪水期,潮区界下移到距河口 400 公里的芜湖,而潮流界也只达江阴以下。此外不同河流所处的地理位置不同,潮流的强弱也有很大差异,有些弱潮河口,河口区很短,上述 3 段就很难加以区分。

此外,入海河口也可根据化学性质分段:河水是淡水,海水是咸水,河口可视为盐水与淡水交汇的区域。其上界应为盐水入侵的上限,下界应为冲淡水影响所及的位置。根据咸水界的变化情况,将河口区分为河流段、过渡段和潮流段三个区段。以多年平均枯水大潮和多年平均洪水小潮为咸水界的上下极限。在咸水界下限以下的河段,潮流作用较强,称为潮流段;在咸水界上、下限之间的河段,径流与潮流两种力量强弱转换不定,称为过渡段;在咸水界上限以上的河段,以径流作用为主,称为河流段。

河口的分类目前尚不统一,从地貌形态看,可分为三角洲河口和喇叭形(三角港)河口两类。我国的长江,黄河,珠江等河口属前者,钱塘江等属后者。从径流和潮流强弱的对比来分,潮差大于 4 米的为强潮河口,例如,钱塘江;潮差在 2—4 米之间的为缓潮河口,例如,长江、珠

江、辽河、瓯江等；潮差小于 2 米的为弱潮河口，例如，黄河，滦河等；潮差小于 0.5 米的为无潮河口，如多瑙河。从咸淡水混合来划分，可分为强混合型河口、缓混合型河口及弱混合型河口三类。

(一) 河口区的水情

入海河口在潮区界以下均属受潮汐感应的河段，称感潮河段，而感潮河段的水位、流速、流量等水文要素的变化，不仅与河流下泄的径流有关，也与自海洋上溯的潮汐有关。因此河口的水文情势，可以由河口区潮汐水文特性来表征。它和海洋潮汐相比，有其特殊的规律。

1. 河口区潮汐的涨落过程 由于入海河口有潮汐的影响，水流呈往复周期运动，故其水位与流量、流速与比降的关系等，都不同于非感潮河段。图 3 - 75 所示，潮水位开始上涨后，指向下游的流速逐渐减小，经过一段时间后，流速由正值转为负值，水流流向内陆；潮水位达到高潮后流速趋于下降，负流速逐渐变慢，经过一段时间后，由负值转为正值，水流流向海洋。由于受到径流下泄的影响，水位与流速的变化，存在一定的相位差。在一个潮汐的周期内，河口区潮汐的涨落过程经历 4 个阶段：

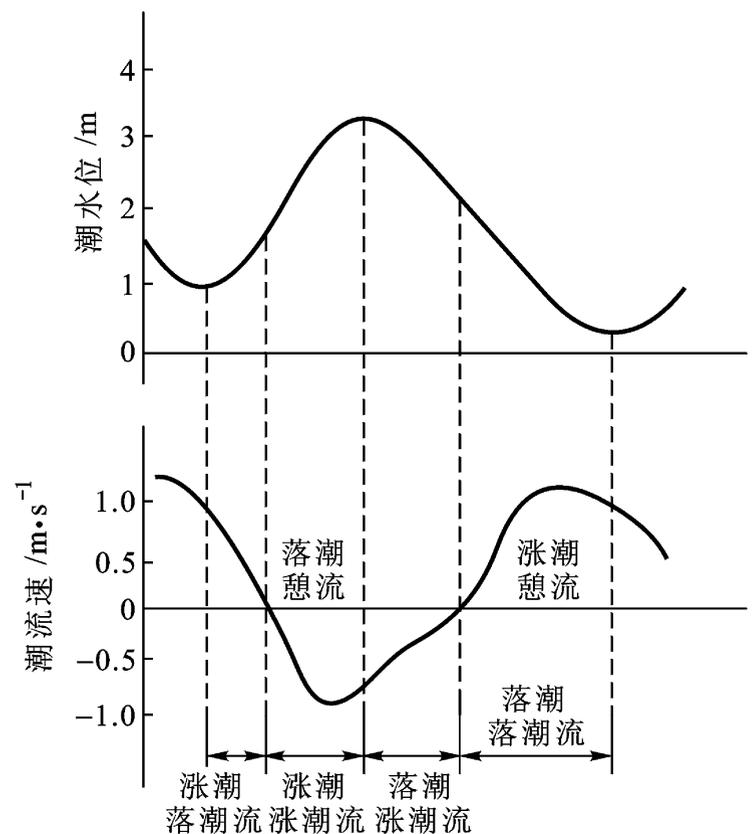


图 3 - 75 一个潮期的潮位及流速变化过程示意图

1) 海洋潮波自外海进入河口之初，海水因比重较大，从河底插入，使水位壅高，流速减小，但水流方向仍指向海洋称涨潮落潮流。此时断面上可能出现上下层方向相反的水流。

2) 随着潮流不断进入，水位继续上涨，以至潮流速超过河水下泄的速度，水面呈逆比降，整个断面上的水流均指向上游，称涨潮涨潮流。其间当出现潮流速与河水下泄速度相互抵消的短暂时间时，断面流速为零，称为落潮憩流。

3) 当海洋水已开始落潮，河口内的水位随之下降，水面逆比降渐渐变小，原涨潮的流速逐渐减小，但仍大于下泄径流的速度，故流向依然指向上游，称落潮涨潮流。

4) 河口水位继续下降，下泄径流流速增大，水面恢复正比降，流向也指向下游，称落潮流。在流向转向的期间，出现短暂的时间，面流速为零，称涨潮憩流。

由于潮流受径流及河口边界条件的影响，从落潮转向涨潮，并非迅速在全断面上同时发生，而是从底部到表面，从岸边到中泓逐渐完成的。这一方面是由于正常的下泄径流速度分布的影响。另一方面，海水的比重大产生的异重流楔入的现象也是原因之一。因此，在涨潮中的某些时刻，过水断面上可能出现方向相反的两层水流(图 3 - 76)。

2. 潮流量的变化 潮水河的水流属不稳定流，流量随时发生变化，而且流向亦有顺逆的变化，水位与流量没有稳定的关系，一个潮流期(一般指两个落潮憩流之间的时段)的水位流量关系通常是不规则的环形曲线(图 3 - 77)。

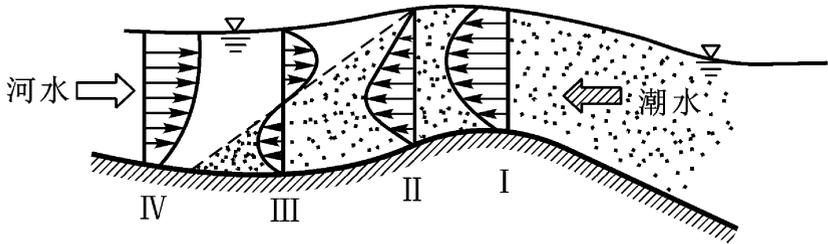


图 3 - 76 涨潮过程中垂线流速分布沿程变化示意图

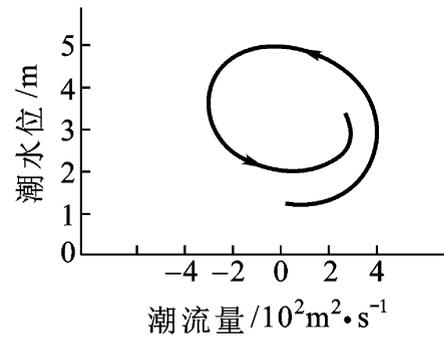


图 3 - 77 潮水河水位流量关系曲线

对感潮河段的某一断面来说,任一瞬时,其流量、流速及过水断面面积三者关系仍符合 $Q = VF$ 的算式。但因三者在一个潮流期中均会发生周期性的变化,因此感潮河段的流量测验,必须测一个潮流期的全潮流量过程,一般测 25 小时,每小时测一次,测得一个潮流期的流量过程线,然后分别计算涨潮流输入的水量和落潮流输出的水量,由于河流总有下泄水量,故落潮总流量必大于涨潮总流量,其差值即为河流下泄的流量。

3. 河口潮波的变形 海洋潮波进入河口后,由于边界条件的变化和径流的影响,潮波会发生变形。潮波变形主要表现在振幅(即潮差),潮形及水位和流速相位关系的变化 3 方面。

1) 潮差的变化。潮波在向河口上溯过程中,一方面由于河床断面的收缩,产生能量集中和局部反射,产生的反射波与原前进波组成合成波,加大潮差;另一方面受摩擦阻力和径流顶阻的能量损耗,使潮差减小。两种效应的对比关系就决定了潮差的沿程变化。在断面骤然变狭的河口或海湾的近海段,潮波能量积聚甚于耗损,所以潮差具有从口门向内递增的趋势,但再向上游,能量损耗加大,故潮差又沿程减小。这种现象在钱塘江口最为明显,杭州湾口的金山历年最大潮差为 6.03 米,至澉浦达 8.93 米,澉浦以上潮差又逐渐减小,海宁为 7.26 米,闸口为 3.57 米,至汤家埠仅为 2.41 米。在断面逐渐收缩的河口,潮差增大不甚显著,出现最大潮差的部位通常在口门附近或口外海滨,进口门后潮差就逐渐减小,例如,长江南支分流,潮差在口门铜沙浅滩的前缘达最大值,进口后愈向上游潮差愈小。潮差沿程递减的速度与下泄径流量成正比,故洪水期潮差沿程减小得快,枯水期则慢。

此外,潮波在传播过程中,受地转偏向力的作用,在北半球,使潮波振幅在垂直于传播方向上向右递增,即断面右侧的潮差大于左侧。长江口、杭州湾,均存在同一断面上,北岸岸潮差比南岸大的例子。

2) 波形的变化。潮波是一种长波,它以 $c = \sqrt{gH}$ (g 为重力加速度, H 为水深) 的波速向前传播,由于水深比外海浅,潮差比外海大,波峰水深明显大于波谷水深,因此波峰线的传播速度大于波谷,潮波形状发生变形,前坡变陡,后坡趋坦,涨潮历时缩短,落潮历时延长,潮差越大,水深越小,潮波变形就越剧烈。在河形及底坡的影响下,由于波峰逐渐追及波谷,造成陡立的潮波前坡,并发生波峰破碎现象,称为涌潮。例如,钱塘江涌潮及长江北支的涌潮。

3) 水位、流速相位关系的变化。河口区的河宽和水深常常是沿河不断变化的,这就会对潮波的运动产生影响,潮波是具有能量的,当向前传播的潮波推进到河道断面突然变小的地方时,一部分波能将反射回去,另一部分波能仍继续前进。当河口建闸后,在闸门关闭时,河道便处于完全封闭状态,这时潮波将完全反射回去,闸前原来的前进波变成了驻波,波高增加一倍。

驻波与前进波有很大的差异,前进波潮位与潮流过程的相位是一致的。即涨(落)潮时最大流速出现在最高(最低)潮位,憩流时出现在中潮位;而驻波潮位与潮流过程线的相位差四分之一周期(即相位差 90°),即在最高(最低)潮位时出现憩流,在中潮位时出现最大涨(落)潮流。

事实上一般河口潮汐的前进波上溯过程中,虽然不会转变成驻波,但总是有部分波能被反射而导致潮汐变形,使河口区的潮位曲线与潮流曲线的相位发生一定程度的偏差。

(二) 河口的盐淡水混合

入海河口是盐水与淡水交汇的地方,从上游来的淡水径流下泄入海,而含盐分、密度较大的海水则随潮上溯,于是便发生盐水与淡水的混合和盐水的入侵问题。

1. 咸淡水混合的类型 河口区中咸淡水的盐度、密度和含沙量不同,混合之后便会影响河口的动力状况和沉积情况。咸淡水混合程度可用混合指数来表示。混合指数是指涨潮期间内进入河口的淡水量与涨潮期间的潮流量的比值。根据混合指数值的大小,河口咸淡水的混合类型可以分弱混合型、缓混合型和强混合型3种。

1) 弱混合型。混合指数大于0.7,即径流量比重大,淡水从上层流向海洋,而海水盐度及密度大,沿底层侵入,咸淡水分层清楚,故也称高度分层型。由于河水具有粘性,在两层界面附近流动的水体中有切变现象,界面将被推向下游直至表面产生足以对抗这个力的坡度,使下层盐水呈楔形。故这种河口也称盐水楔河口(图3-78)。盐水楔界面上下层水量交换很少,故上下层盐度差可超过20‰,而水平方向的盐度差却很小。盐水楔的顶端附近是河口区淤积严重的地带,主要由于咸淡水相遇,流速减弱,物质沉积所致。同时盐淡水电解质不同的水体相遇,引起细粒物质絮凝也是原因之一。楔形顶上下移动的大小,主要取决于径流与潮流量的变化。但其位移的范围一般很小,美国密西西比河口西南水道,我国珠江口的磨刀门水道即属此类型。

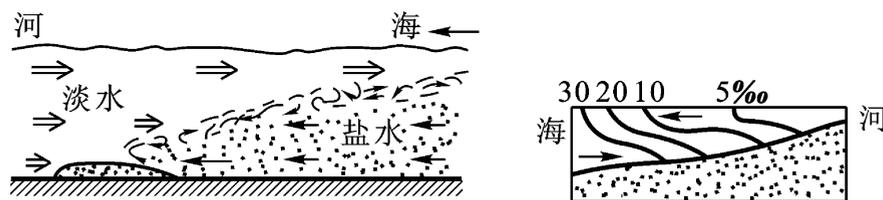


图3-78 高度分层型

2) 缓混合型。混合指数在0.2—0.5之间,由于径流、潮流均较强,咸淡水间没有明显的界面,水平和垂直方向上均有密度梯度存在,底层咸水向上混合,上层淡水向下混合,表面淡水下泄,下层咸水上溯。为了维持水流的连续性,下层向陆流的水必须经过上层回到海洋,导致了从下向上的垂直方向的水流(图3-79)。底部咸水上溯的头部,有一个流速零点,称滞流点。这

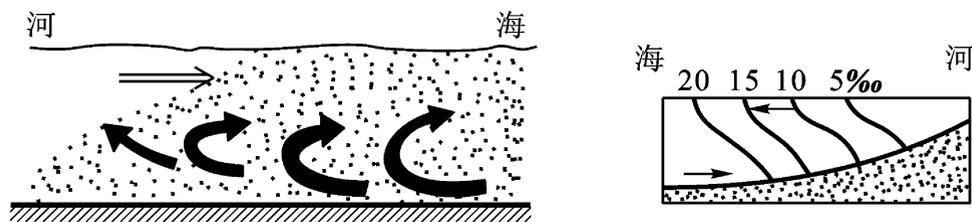


图3-79 轻度混合型

里是含沙量最大的地带, 这里可以出现最大混浊带。河底泥沙沉积也多, 容易产生浅滩, 我国的长河河口基本属于此类型。

3) 强混合型。混合指数小于 0.1, 潮汐作用占主导地位。咸淡水之间强烈混合, 断面上的等盐度线近于垂直, 盐度垂向差异一般小于 4‰, 然而沿程盐度明显增加, 即纵向上盐度梯度明显。故这类河口也称垂直均匀混合型河口(图 3 - 80)。在河宽较大的或三角港河口, 由于地转偏向力的作用, 横断面两岸边保留着盐度差, 在北半球, 面向海洋, 涨潮流偏于左侧, 落潮流偏于右侧, 河口的左侧盐度较高, 而右侧较低。英国的泰晤士河、我国的钱塘江河口均属此类。

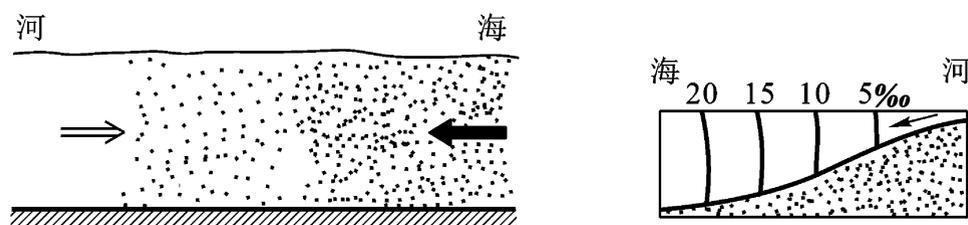


图 3 - 80 强混合型

应该指出, 混合类型的划分是以径流、潮流对比为指标的。同一河口洪水期与枯水期, 径流、潮流量对比关系不同, 故河口混合属性也会转化。例如, 长江口, 洪水小潮汛时期属于高度分层型, 而平时则属于缓混合型。

2. 咸淡水混合对河口水流的影响 在盐水入侵的范围内, 因受密度梯度的影响, 垂线流速分布与无潮河流有较大的差别。在涨潮流期间, 密度梯度与水面坡降一致, 有加大潮流流速的作用。但因底部密度梯度大而加大了底部流速, 最大流速出现在底部某一深度。落潮流期间, 密度梯度与水面坡度相反, 有减小落潮流速的作用, 因底部密度梯度大, 故对底速起了阻碍作用, 水流主要从表面排出, 增大了表层流速。转流期间, 水面坡降很小, 密度梯度起控制作用, 形成了表层与底层流向相反的交错流。

由于密度梯度的存在, 使垂线流速的分布发生变化, 从而导致河口区的水流情况发生变化。在没有密度梯度影响的河口上段, 因为径流要向下排泄, 在涨潮与落潮的时期内, 从表层到底层水流都是净的向下游流动。在受密度梯度影响的河口下段, 径流主要从表面排走, 底部水流在密度梯度的影响下, 总水量涨潮大于落潮, 故产生了净的向上流。底部水流以上溯流为主转变为到以下泄流为主的区域, 其间定有个净水量为零的地点, 该点即为“滞流点”。滞流点的位置随洪、枯水和大、小潮的变化而变化。

具体分析河口含盐度对水流的影响时, 常引用“优势流”的概念。其计算方法是: 根据河口沿程各垂线相应深度的测点流速, 如表层、河底等, 绘制该点的流速过程线, 分别求出涨潮流落潮流曲线与时间坐标轴所包围的面积 A_F 和 A_E (图 3 - 81), 再按下式计算参数 值:

$$= \frac{A_E}{A_F + A_E} \times 100\% \quad (3 - 68)$$

若 $> 50\%$, 则下泄流占优势; $< 50\%$, 为上溯优势流, 当 $= 50\%$ 时, 为滞流点,

根据各站各测点的实测资料的 值, 可以绘制优势流曲线, 如图 3 - 82, 底部曲线给出了滞流点的位置。应用优势流方法可以分析河口水流特性和泥沙运动的基本规律。

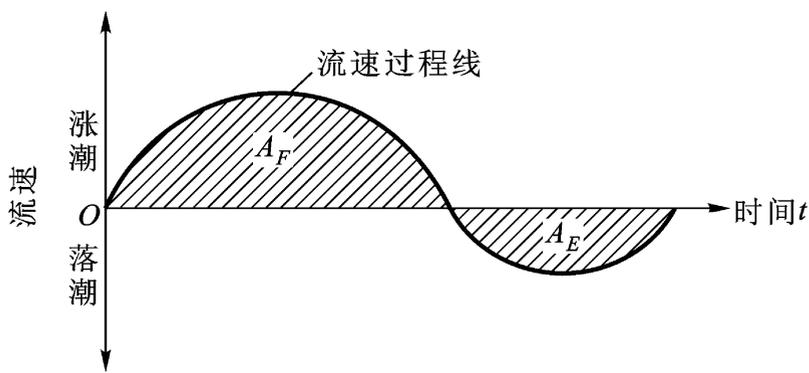


图 3 - 81 流速过程示意图

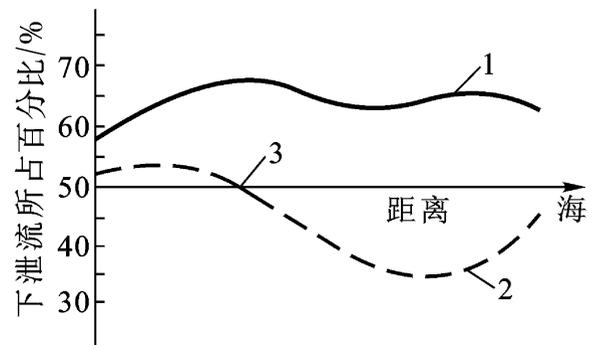


图 3 - 82 优势流曲线的绘制

1. 表面; 2. 底部; 3. 滞流点

(三) 河口环流与河口锋

1. 河口环流 在河口区实测的综合流中, 如果将周期性的潮流除去, 则其余部分统称为余流, 例如, 风海流、密度流等。在河口地区由余流产生的环流, 称为河口环流, 它包括由咸淡水交会的密度流、风海流及岸线和河底形态变化引起的回流、涡流等。河口环流对河口地区及毗邻海域中小尺度的水体交换、悬移质的输移分布均有重要的影响。近数十年来已成为河口水文研究中的关键问题。

2. 河口锋 锋主要是指两种不同性质水团的界面。在界面附近, 水体的物理性质(温度、盐度、浊度、速度、颜色等)、化学性质和生物性质的水平梯度达到最大值。河口地区水团界面形成的锋为河口锋。外海海洋锋的研究, 早已引起学者们的重视, 因海洋锋对天气、气候和海洋环境有很大的影响, 在海上捕捞、海底管道布设及军事方面均有重要意义。河口锋是小尺度锋, 它是 70 年代后期才开始研究的, 由于沿海港口发展的需要, 进展很快。河口锋类型很多, 现就研究较多的羽状锋作简要介绍。河口咸淡水混合的地区, 表层向海流的冲淡水常形成密度小的、上覆于周围沿海水体之上的羽状流, 在这两个密度不同的水团之间的边界处就能形成羽状锋。

1) 尺度特征。由于河口的径流量及几何形态的不同, 羽状锋可形成在河口, 也可形成在口外海域; 锋的空间和时间尺度主要取决于入海径流量的大小和变化类型。美国的密西西比河河口和哥伦比亚河河口羽状锋影响口外长度约 400 公里, 而南美洲的亚马孙河河口由于径流特丰, 故长达千余公里。羽状锋的时间尺度约为几个星期到几个月。

2) 形成机制。导致羽状锋发生的动力机制主要是浮力扩散。在淡水源连续供应的情况下, 若没有来自下游水体的掺混和界面摩擦, 羽状流将无限扩展, 并逐渐变薄。实际上摩擦的存在会导致浮力扩散减速, 使羽状锋前缘形成尖的界面。

3) 混合动力。羽状锋的混合动力与盐水楔环流的混合动力不同, 在盐水楔内的掺混是向上的, 而羽状锋带内表层水是向下掺混和混合的。

4) 化学性质。穿越羽状锋, 常可见到不同水色, 稍咸的河水呈黄棕色, 沿岸的海水呈绿色。这是由于悬浮的有机和无机颗粒物的不同而引起的。

5) 生物性质。羽状锋具有重要的生物意义。锋域营养物质丰富, 浮游生物繁盛, 往往是渔场所在地。例如, 在哥伦比亚河河口的羽状锋区, 金枪鱼高度富集, 捕获量很高。

(四) 河口的泥沙运动

1. 河口区泥沙的来源 河口区泥沙主要来自河流上游和外海两方面。

在河水下泄时, 河水携带的大量泥沙, 除了其中极细的悬沙在落潮时带出口外海滨外, 大部分淤积在河口区附近, 形成心滩、边滩、拦门沙等各种堆积地形。

从海洋来的泥沙, 一部分是近岸带浅滩受风浪掀起后, 被涨潮流带入河口区的海域泥沙; 一部分是邻近河流输出的泥沙, 经沿岸流和涨潮流带入的, 例如, 长江输出的一部分泥沙, 可以绕过南汇嘴进入杭州湾。从海域带入的泥沙往往大部分又被落潮流带回海洋。

此外, 有时也会从河口区河床上攫取部分泥沙, 数量不多, 但对河口区内局部地区的冲淤却有着很大的作用。

河口区输沙的总趋势是输向海洋。各河口的来沙组成不同, 主要取决于河口径流、潮流对比及流域来沙的多寡。

2. 河口泥沙的絮凝 进入河口区的泥沙, 一般颗粒很小, 通常在 0.005 毫米以下。对于细颗粒泥沙, 除了力学作用外, 化学作用是不可忽视的。细粒泥沙在淡水中发生电离现象, 使颗粒带有负电, 各颗粒负电荷的相互作用使其保持分散状态, 呈胶体状。据有关资料, 分散的细粒泥沙中, 50% 以上的沉降速度小于 10^{-4} 厘米/秒, 但是水流内部紊动向上的分速可达 10^{-3} 厘米/秒, 这些泥沙是很难在重力作用下沉降的。海水是含有电解质的液体, 即海水中含有正负离子。表面带有负电荷的泥沙胶粒与海水中的离子发生离子代换, 致使部分泥沙颗粒之间产生引力, 颗粒相互聚合变大。当紊动垂直分速小于其沉降速度时, 泥沙下沉。这种物理化学现象称絮凝作用, 它如同淡豆浆(胶体)加入酱油后凝聚成豆腐花一样。泥沙的絮凝是河口泥沙的独特现象。

影响絮凝作用的主要因素是含沙浓度与含盐度; 含沙浓度越大, 泥沙颗粒越细, 絮凝作用越强烈。水流的扰动, 促使泥沙颗粒相互碰撞, 也加剧絮凝。据实验资料, 含盐度在 3—10‰ 时, 絮凝作用最为强烈; 当含盐度增大到 20‰ 以上后, 絮凝作用就停止。絮凝体进入淡水后, 还会发生絮散, 重新分散为细小的单颗泥沙。

3. 河口泥沙的悬移 入海河口的各河段中, 径流与潮流作用的强弱不同, 而且涨落潮不断地转换着, 因而部分细粒泥沙不断地经历着悬浮、落淤, 再悬浮的运动, 因此, 河口水流的挟沙能力有着一定的变化规律。

径流的年际变化和年内变化, 使河口区的含沙量也具有年内和年际变化的性质。潮流则使含沙量具有半月周期和半日周期的变化。河口区的潮流界以下, 径流作用逐渐减弱, 潮流作用逐渐增强。自潮流界至口门附近, 含沙量的沿程变化是: 季节变化逐渐不明显, 大小潮和涨落潮引起的含沙量变化越趋明显。表 3 - 20 为长江口段洪季大、小潮汛平均含沙量的沿程变化。

由表中数据的变化量为: 江阴附近的萧山为 1, 南支的七丫口为 1.5, 南港为 3.1, 北港为 2.7, 北支的青龙港为 2.3, 其下游的庙港则为 3.0。落潮含沙量的比值也有同样的趋势。可见越向下游, 大小潮含沙量的差值也就越大。

河口水流在一个潮流周期中经历涨急, 涨憩、落急, 落憩等阶段, 相应的含沙量过程线在一个潮流周期中也有两起两落。两个含沙量高峰分别出现在涨急落急后约 1 小时; 两次最小含沙量出现在转流之后。含沙量的变化滞后于流速的变化, 其原因是河口区系细粒泥沙, 其沉速小, 而水流速度和方向的变化异常迅速, 含沙量要适应水流的这种变化, 需要一个过程。

表 3-20 长江口河口段大小潮汛平均含沙量沿程变化(kg/m^3)

(1959年8月13—23日)

断面		小 潮		中 潮		大 潮	
		涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮
萧山(江阴)		0.67	0.70	0.72	0.70	0.68	0.71
南支	七丫口	0.67	0.70	0.77	0.76	1.00	1.07
	南港	0.38	0.36	0.99	1.02	1.18	1.17
	北港	0.34	0.45	1.06	1.07	0.94	1.05
北支	青龙港	1.44	1.22	2.23	2.10	3.30	3.47
	庙港	1.21	0.83	2.72	2.61	3.74	3.60

河口的输沙能力主要取决于水动力条件,但因动力条件复杂,含沙量又受絮凝、风浪等作用的影响,故精确计算河口区输沙能力是困难的。目前尚没有一种理想的方法解决此问题。在实际工作中,多采用无潮河流的输沙概念来处理河口的输沙能力问题,其基本出发点是使涨(落)潮平均含沙量与涨(落)潮平均流速建立经验关系。考虑到潮流速度变化迅速,泥沙的掀起和沉降需要一个过程,采用“前期含沙量”作为参数,可使涨落潮平均流速与涨落潮平均含沙量的关系曲线得到一定的改进。

因为潮汐河口的流量是往复流,因此,河段的净输沙量应等于涨、落潮时,该河段总输进量和总输出量的差值。

鉴于河口区是径流和潮流的消能地带,因此,河口区的河床演变以堆积作用为主。从大量的实测资料中也发现,水流中悬浮的泥沙与河床表土的颗粒组成无显著差异,这说明组成河口的物质多为悬移质泥沙,同时也表明,河口泥沙的运动形式以悬移为主。

4. 河口最大浑浊带 细沙为主的河口区,往往是“两头清,中间浑”,即具有一个含沙浓度经常明显地高于上游河水和下游海水的高含沙量区,该区称为河口最大浑浊带。例如,长江口涨潮时,河口区上下段的含沙量一般为 1~4 千克/立方米,而最大浑浊带含沙量可高达 40.1 千克/立方米。

最大浑浊带的成因,除有足够的悬沙来源外,早期有的学者认为,主要是河口盐水楔前缘泥沙絮凝,及上下段絮散的结果。近来一些学者认为,絮凝与絮散有一定的作用,但更主要的是由于该区特殊的水动力条件造成的,即该区由净的非潮汐的重力环流形成和维持了高度浑浊的泥沙带。

浑浊带的浓度主要取决于,河流与海水中悬沙的来量,其次为河口环流的强度,此外,沉降速度也起一定的作用。不同河流由于上述因素的差异,最大浑浊带的浓度也有很大差异;例如,圣劳伦斯河仅为 10~40 毫克/升;泰晤士河为 300~800 毫克/升,而德梅拉河可达 1 000~10 000 毫克/升。

最大浑浊带的位置一般与盐度梯度区的上界相符,它亦因洪、枯径流及大小潮汛的变化而具有周期性的位移。在一个潮流周期中,盐水楔随潮位移的距离可达十几千米,甚至二十千米以上,最大浑浊带除了有相应的进退外,突出表现为含沙浓度的消长变化,它在全潮周期中经历着二次成长、二次衰减的过程。当底层涨落潮流速逐渐增大,潮流冲刷河槽,使落淤的泥沙再浮

起,最大浑浊带成长;至涨、落急后一小时许,其规模和量值达到峰值,当涨落潮流速不断减小时,部分悬沙逐渐沉降,涨落憩后,最大浑浊带明显衰减。长江口最大浑浊带的变化范围为25~46公里之间,表层含沙浓度不高,仅0.1~0.7千克/立方米,底层往往高达8~10千克/立方米,其核心部分近底层含沙浓度特高,可出现0.2~1.2米厚的浮泥层运动,其含沙浓度甚至可达17~400千克/立方米。

试验研究表明,河口区最主要的沉积带是在最大浑浊带的向海侧。

二、径流向海汇集效应

(一) 径流补给对近岸海区的冲淡效应

地球上参与水循环的水量,相当于全球多年平均蒸发量,其中39.5%形成为河川径流,最终汇入海洋。各大洲的径流量见表3-21。其中亚洲径流占全球31%,南美洲占25%,北美洲占17%,非洲占10%。各大洋获得的径流量见表3-22,其中大西洋约获得陆地地表径流总量的52%,其次为太平洋,占27.2%。河流水量的季节变化及丰枯水年的年际变化,因而海洋获得的地表径流量也具有随丰枯水文年及随季节而变化的特性,见表3-23。

表 3-21 各大洲径流量

洲(连同岛)	流量(km ³)
欧洲	2 970
亚洲	14 100
非洲	4 600
北美洲	8 180
南美洲	12 200
大洋洲	2 510
南极洲	2 310
全部陆地面积	47 000
其中外流区面积	46 000

表 3-22 世界大洋获得的径流量

大 洋	面积(km ²)	径流量(km ³)	占百分比(%)
太平洋	17 968	12 570	27.2
大西洋	10 646	24 480	52.9
印度洋	7 492	5 990	12.9
北冰洋	1 409	3 240	7.0
合 计	37 515	46 280	100

表 3-23 中国径流入海水量及季节分配

海 域	入海径流量		入海径流量4季分配(%)			
	亿立方米	%	春(3—5月)	夏(6—8月)	秋(9—11月)	(冬12—2月)
渤海	892.28	4.7	14.4	45	32.1	8.5
黄海	782.50	4.2	10.6	72.6	13.6	3.2
东海	12 173.22	64.7	22.9	39.3	27.5	10.3
南海	4 744.83	25.2	20.0	50.0	23.3	6.7
直入太平洋	230.44	1.2	12.7	28.7	43.9	14.7
总 计	18 823.27	100				

地表大量淡水径流入汇海洋,起着冲淡海水的作用,即对陆缘海起着冲淡效应。以北太平

洋为例, 见表 3 - 24, 北太平洋各纬度盐度分布虽各有差异, 但大体均在 33% ~35‰范围内变动, 而中国沿海, 由于每年约 1.9 万亿立方米的淡水径流入汇, 表层海水的盐度一般仅为 24% ~31‰, 而且亦随季节而变。从表 3 - 25, 可见我国沿海盐度远较同纬度太平洋大洋区盐度小得多, 而且也具有冬春季节入海流量比重小时, 盐度大于全年平均值, 夏秋季节入海流量大时, 盐度小于全年平均值的特性。

表 3 - 24 北太平洋盐度分布

纬度	盐度‰
40°	33.64
35°	34.16
30°	34.77
25°	35.00
20°	34.88
15°	34.67
10°	34.29
5°	34.35
0°	35.11

大河河口、海湾地区则盐度还要低, 以杭州湾北部近岸水域为例, 其涨潮平均盐度

通常为 10% ~16‰, 落潮略低, 一般低 0.2‰左右, 见表 3 - 26。其沿程分布, 从口门向内逐渐降低, 南汇嘴比金山石化厂前沿约高 5‰, 涨落潮平均盐度差, 口门相差无几, 仅为 0.09‰, 越向上游差值越大, 到石化厂前沿差值可达 0.4‰, 这是符合入海河口盐度分布规律的。

表 3 - 25 中国沿海典型站多年平均逐月表层海水盐度(‰)

纬度	站名	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
39°55'	秦皇岛	29.93	30.17	30.30	30.52	30.50	30.44	29.63	28.86	28.95	29.26	29.66	30.03	29.88
37°33'	烟台	29.35	29.66	30.25	30.61	30.68	30.67	30.17	29.60	29.72	29.95	29.91	29.28	29.99
24°27'	厦门	28.16	28.17	27.77	27.21	26.19	24.76	28.40	27.86	28.00	28.40	28.50	28.28	27.64

表 3 - 26 杭州湾北部近海水域涨落潮盐度平均值(‰)

地 点	金山石化厂前沿水域			金汇河口	南汇嘴前沿
位于 - 5 米线测站	1	2	3	4	5
涨潮盐度平均值	10.086	10.038	9.903	13.737	15.594
落潮盐度平均值	9.668	9.739	9.672	12.618	15.507

(二) 泥沙向海输入陆地不断延伸

由于陆地表面受到流水侵蚀, 河流携带大量陆地固体物质输向海洋。据调查, 世界上河流每年排入海洋的泥沙大约为 150 亿吨, 从亚洲河流排入海洋的泥沙每年达 60 多亿吨, 南美洲 20 多亿吨, 北美洲 15 亿吨, 大洋洲 30 多亿吨, 非洲 5.3 亿吨, 欧洲 2.3 亿多吨。此外大陆每年向海洋还输出大量悬浮物质, 见表 3 - 27。这些物质遇到含盐较高的海水往往絮凝沉积于海底, (陆缘) 一方面增加了海洋悬浮沉积物, 另一方面在河口区形成各种类型的三角洲, 使陆地逐渐向海洋延伸, 见图 3 - 83。

(三) 陆地元素不断向大海迁移

河水的理化性质、补给来源、环境条件、人类活动等影响了河水的化学组成。河水中不同的化学成分, 每年都以离子径流形式迁移入海。据估算, 我国河流总离子径流量为 42 445 万吨, 见表 3 - 28, 相当于 44.2 吨/公里²·年的盐类随水流失, 外流流域离子径流量最后都汇入海洋。我国汇入太平洋离子径流量占全国总量的 81.14%。日积月累, 使陆上的化学元素不断地向海迁移。

表 3-27 世界大陆输向海洋悬浮物质的年输出量

洲 别	流入海洋总面积 (海里 ²)	悬浮沉积物年输出量	
		(吨/海里 ²)	10 ⁹ 吨
亚洲	10 400 000	1 530	15.91
欧洲	3 600 000	90	0.32
北美洲	800 000	245	1.96
南美洲	750 000	160	1.20
非洲	700 000	70	0.54
澳大利亚	200 000	115	0.23
共 计	39 200 000		20.16

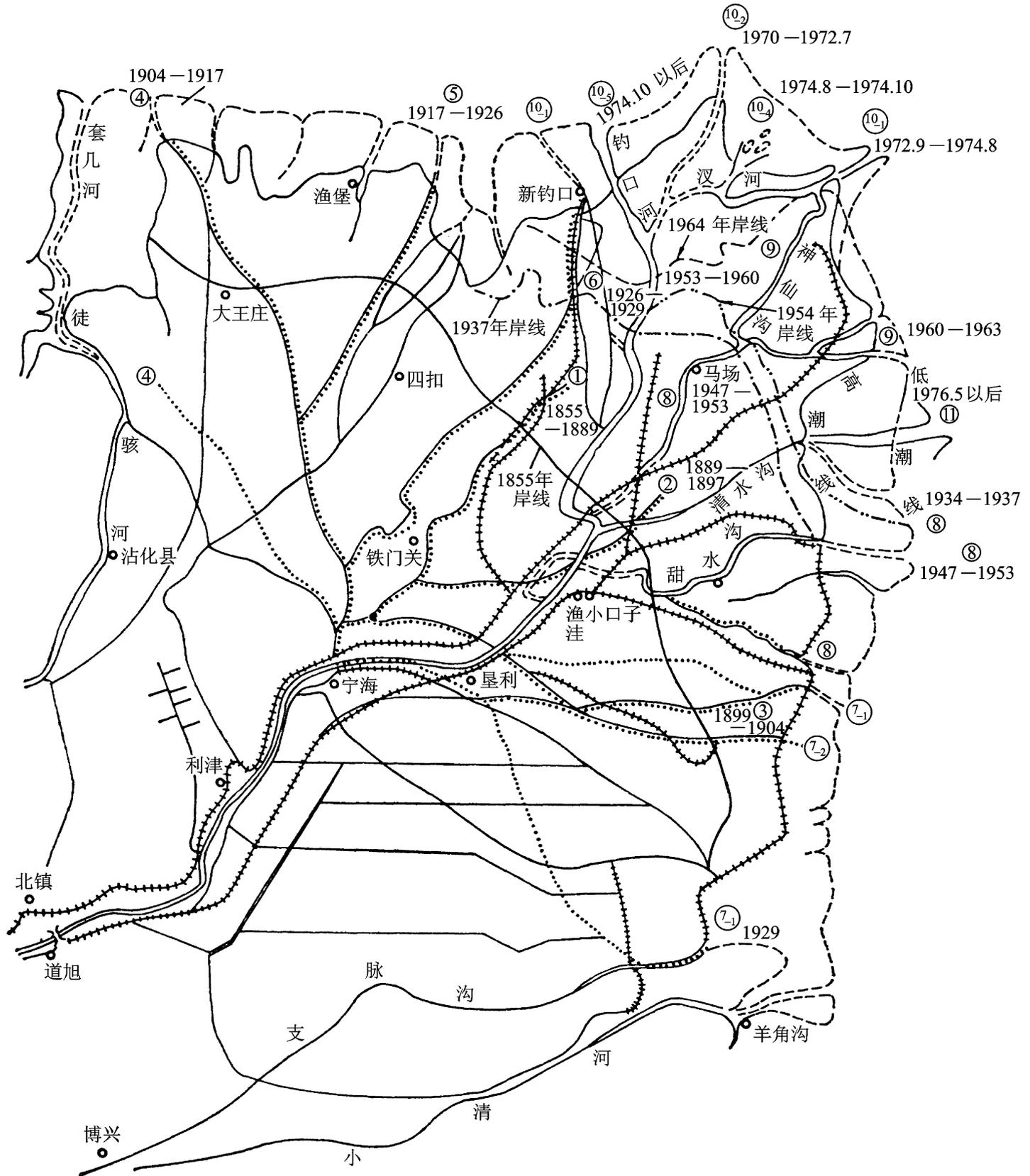


图 3-83 黄河口新三角洲入海河道变迁

表 3-28 中国河流离子径流特征

流 域		流 域 面 积		离子径流量		离子径流模数 (t/km ² ·a)
		km ²	占全国%	万 t	占全部%	
外 流 流 域	太平洋	5 444 595	56.71	34440	81.14	63.2
	印度洋	624 375	6.52	3 278	7.72	52.5
	北冰洋	50 860	0.53	64	0.15	12.5
	全部外流流域	6 120 030	63.76	37 782	89.01	61.7
内陆流域		3 479 970	36.24	6 463	10.99	12.8
全 国		9 600 000	100	42 445	100	44.2

复习思考题

1. 陆地表面水由哪些水体组成？它们在地表水循环系统中各具有什么功能？
2. 试分别阐述各种径流成分的产流机制和产流条件？并对比超渗地面径流与饱和地面径流的差异性。
3. 什么叫流域汇流？影响流域汇流的因素有哪些？
4. 何谓等流时线？何谓单位线？用其推得的流量过程线各有什么优缺点？
5. 斯坦福模型和三水新安江模型的基本结构如何？各有何优缺点？
6. 试述正常径流量的意义及其推求方法。
7. 分别阐述径流年际变化、年内变化的主要影响因素？
8. 何谓洪水波？它在运动过程中为什么会变形？
9. 河水的环流运动对河流泥沙运动及河槽演变有哪些影响？
10. 试述推移质与悬移质运动力学因素的区别。
11. 试述冰川积累与消融的基本规律及其意义。
12. 试分析冰川对河流的补给作用，并分析冰川与大气、海洋的相变转换关系。
13. 试述水库异重流的形成及其特性。
14. 试举例分析湖泊的调蓄作用。
15. 试述湖泊演化的基本规律。
16. 试述河海交汇区水文的基本特征。
17. 径流向海汇集将产生哪些环境效应？

第四章 海洋的结构与海水的运动

人类赖以生存的地球,海洋占了它表面积的 70.8%,约 3.62 亿平方公里。而在人类数千年的文明历史进程中,海洋作为生活环境,一直受到人们的极大关注。研究发生在海洋中的物理、化学、生物、地质、地貌等各种自然现象和过程,以及它们之间的相互关系,深知海洋调节着地球的气候,蕴藏着非常丰富的动力资源、矿产资源、生物资源、化学资源和水资源,它是天然的交通“大道”,又是认识宇宙、发展自然科学的理想试验场。现代科学技术成就,进入 20 世纪 60 年代以后,海洋更成为国际上的重点研究对象之一。

海洋孕育着大量的生物资源,其中仅鱼类就有 25 000 种左右,而现今成为人们捕捞对象的不过 200 种;软体动物有 80 000 种,已被开发利用的只不过是其中经济价值较高的少数几种;甲壳类 20 000 种,目前被利用的主要是一些个体较大的种类。据初步估算,海洋每年可捕鱼总潜力约在 2.6 亿吨到 4.5 亿吨之间,仅南极磷虾,在不破坏南大洋生态平衡的前提下,每年就可捕捞 7 000 万吨以上,几乎接近目前世界的渔获总量。应当指出,在现有世界的渔产量中,有 92% 捕自占世界总面积 7.6% 的浅水大陆架区域,而对 200 海里(370.4 千米)专属经济区以外的占海洋总面积 60% 的公海,迄今没有得到充分开发利用。

在世界海洋大陆架沉积盆地中,石油蕴藏量估计达 2 500 亿吨,约占全球储量的 45%;已经探明的天然气储量为 14—17 亿立方米,占全球 26% 左右。如果把大陆架以外的海底石油和天然气都计算在内,这个数字还要大得多。在稀有金属和贵金属方面,占世界产量 96% 的锆石,90% 以上的金红石,半数以上的独居石和钛铁矿,以及部分金刚石、锡石等产于海滨砂矿中。这些矿物是国防冶金、航空航天与原子能工业的重要原料。含大量铁、铜、铅、锌、银、金的多金属软泥,是一种具有很大经济价值的潜在资源。此外,已经探明在大陆架区域还蕴藏 254 亿吨铁、3 000 亿吨磷钙矿、几千万吨硫磺矿和大量的煤。

产于水深 2 000 ~4 000 米深海底锰结核,是一种当前举世瞩目的矿产。它含有锰、铁、铜、钴、锆、镭、钛、钍、铀等 40 多种稀有元素。据估计,大洋底锰结核总储量约为 3 万亿吨,其中含锰 4 千亿吨,是陆地 67 倍;镍 164 亿吨,是陆地的 273 倍;铜 88 亿吨,是陆地 21 倍;钴 58 亿吨,是陆地的 967 倍;等等。

海洋水是地球上最大液体矿藏。在全球 135 亿亿吨海水中,溶存 80 多种元素,分别可提取盐量 5 亿亿吨,镁 3 100 万亿吨,硫 3 050 万亿吨,钙 660 万亿吨,钾 620 万亿吨,溴 89 万亿吨,锶 12 万亿吨,硼 7 万亿吨,以上这些元素占整个海水溶存元素的 99% 以上。

喧腾不息的海洋,还蕴藏有用之不竭的动力资源。据估计,世界海洋能的功率,潮汐能为 0.03×10^{12} 瓦,波浪能为 2.7×10^{12} 瓦,海流能为 0.05×10^{12} 瓦,海水温度差能为 2×10^{12} 瓦,盐度差能为 2.6×10^{12} 瓦。这些能量,也都必将成为人类可利用的新能源。

地球上出现的风云雨露、冷暖干湿,短期的天气变化和长期的气候变迁,从大范围讲,直接或间接都和浩瀚的海洋有关。虽然人们对这些过程的机理尚未透彻了解,但地球是一个整体,海洋和大气是相互联系而又相互影响的。

第一节 海洋的组成与结构

地球上广大连续的咸水水体的总称为海洋。地球上陆地全部为海洋所分开与包围,所以陆地是断开的,没有统一的世界大陆;而海洋却是连成一片,各大洋相互沟通,它们之间的物质和能量可以充分地进行交流,形成统一的世界大洋,使海洋具有连续性、广大性,成为地球上水圈的主体。

一、海洋的组成

由于海水所处的地理位置及其水文特征的不同,从区域范围上可分为洋、海、海湾、海峡等,它们共同组成了海洋。

(一) 洋

洋是世界大洋的中心部分和主体部分,它远离大陆,深度大,面积广,不受大陆影响,具有较稳定的理化性质和独立的潮汐系统以及强大洋流系统的水域(表4-1)。世界大洋分为4个部分,即:太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。每个大洋都有自身的发展史和独特的形态。其中太平洋和北冰洋以白令海峡为界,即从楚科奇半岛的迭日涅夫角开始,经白令海峡,通过奥米德群岛至苏厄德半岛的威尔士太子角。白令海峡宽度仅86千米,海槛最大深度70米,最小深度只有42米,这就大大限制了太平洋与北冰洋之间的水交换;太平洋与印度洋其界线沿马来半岛、通过马六甲海峡北端、苏门答腊岛两岸、爪哇岛南岸、帝汶岛南岸、新几内亚岛南岸,经过托雷斯海峡和巴斯海峡,继而沿塔斯马尼亚岛南角的经线(东经147°)一直到南极;太平洋与大西洋以通过南美洲南端合恩角的经线(西经60°)为界;大西洋与印度洋以通过非洲南端厄加勒斯角的经线(东经20°)为界;大西洋与北冰洋的界线,以格陵兰-冰岛海脊、冰岛-法罗海槛和威维亚、汤姆逊海岭(冰岛与英国之间)一线为界。

表4-1 大洋面积、体积和平均深度

大洋	面积(10^6km^2)	体积(10^6km^3)	平均深度(m)
太平洋	181.344	714.410	3940
大西洋	94.314	337.210	3575
印度洋	74.118	284.608	3840
北冰洋	12.257	13.702	1117
总计	362.033	1349.929	3729

位于大洋边缘,被大陆、半岛或岛屿所分割的具有一定形态特征的小水域,称为海、湾和海峡。

(二) 海

海是靠近大陆,深度浅(一般在二三千米之内),面积小,兼受洋、陆影响,具有不稳定的理化性质,潮汐现象明显,并有独立海流系统的水域。根据海被大陆孤立的程度和其地理位置及其它地理特征,可将海划分为地中海和边缘海。地中海又可划分为:陆间海和内陆海。

陆间海是介于两个以上大陆之间,并有海峡与相邻海洋相连通的水域,一般深度较大,如亚、欧、非大陆之间的地中海;内陆海是深入大陆内部,海洋状况受大陆影响显著,海的个性很强,如黑海、红海等。

边缘海是位于大陆边缘的水域,一部分以大陆为界,另一部分以岛屿、半岛、群岛与大洋分开。与大洋的水交换比较自由。靠近大陆一边受大陆影响大,水文状况季节变化显著;靠大洋一边受大洋影响大,水文状况比较稳定。

(三) 海湾

海湾是海洋伸入大陆的部分,其深度和宽度向大陆方向逐渐减小的水域。一般以入口处海角之间的连线或湾口处的等深线作为洋或海的分界线。海湾的特点是潮差较大。

(四) 海峡

海峡是连通海洋与海洋之间狭窄的天然水道。如台湾海峡、马六甲海峡、直布罗陀海峡等。其水文特征是水流急,潮速大,上下层或左右两侧海水理化性质不同,流向不同。

二、海洋运动的结构

(一) 海洋形态结构

根据海底地貌的基本形态特征,可分成大陆边缘、大洋盆地、洋中脊三个单元,见表 4 - 2。

表 4 - 2 各种海洋地貌形态类型所占面积

地貌形态类型		面积 (10 ⁶ km ²)	占海洋面积 (%)	占地表面积 (%)
大陆边缘	大陆架	27.5	7.5	5.4
	大陆坡	27.9	7.8	5.5
	大陆基	19.2	5.3	3.8
	岛弧、海沟	6.1	1.7	1.2
大洋盆地	深海盆地	151.3	41.8	29.7
	火山、海峰	5.7	1.6	1.1
	海底高原	5.4	1.5	1.1
洋中脊		118.6	32.7	23.2

1. 大陆边缘 大陆边缘一般包括大陆架、大陆坡和大陆基(大陆隆),约占海洋总面积的 22%。大陆架或大陆浅滩是毗连大陆的浅水区域和坡度平缓区域,是大陆在海面以下的自然延续部分,通常取 200 米等深线为大陆架外缘。大陆架宽度极不一致,最窄的仅数公里,最宽可达 1 000 千米,平均宽度约 75 千米。

大陆坡和大陆基构成了由大陆向大洋盆地的过渡带。大陆坡占据这一过渡带的上部,水深约 200 ~3 000 米的区域,坡度较陡。大陆基大部分位于 3 000 ~4 000 米等深浅之间,坡度较缓。

2. 大洋盆地 大洋盆地是世界海洋中面积最大的地貌单元,其深度大致介于 4 000—6 000 米之间,约占世界海洋总面积的 45% 左右,由于海岭、海隆以及群岛和海底山脉的分隔,大洋盆地分成近百个独立的海盆,主要的约有 50 个。

3. 大洋中脊 洋中脊或中央海岭是世界大洋中最宏伟的地貌单元。它隆起于海洋底中央部分,贯穿整个世界大洋,成为一个具有全球规模的洋底山脉,大洋中脊总长约 80 000 千米,相当于陆上所有山脉长度的总和;面积约 1.2 亿平方千米,约占世界海洋总面积的 32.7%。洋中脊的顶部和基部之间的深度落差平均 1 500 米。

4. 海沟 海沟主要分布在大陆边缘与大洋盆地交接处,是海洋中最深区域,深度一般超过 6 000米。世界海洋总共有 30 多条海沟,约有 20 条位于太平洋,大多数海沟沿着大陆边缘或岛链伸展,宽度小于 120 公里,深度达 6 ~11 公里;深度大于 1 万米的海沟有马里亚纳海沟、汤加海沟、千岛 - 勘察加海沟、菲律宾海沟、克马德克海沟,均位于太平洋。其中,马里亚纳海沟的查林杰海渊深达 11 034 米,是迄今所知海洋中的最大深度。

(二) 海水运动结构

广阔无垠的海洋,永远处于不停的运动之中。水的运动不仅仅发生在表层,而且直到近底层的深处。水的移动不仅可以在水平方向上,而且也发生在垂直方向上。

海水的运动不仅是输送水量,而同时输送能量和物质促进了海洋生态的良性循环和影响全球的气候和天气。

引起海水运动的原因很多。其中主要有:天体作用、太阳辐射作用、大气压力梯度等等,使海水运动形成多种多样的结构形式,但海水运动结构主要有:规模宏大首尾相接的洋流系统;周期性涨落和水平运动的潮汐系统;澎湃激荡的波浪系统;永无休止的混合系统。对它们进行研究,由分析到综合,最后达到认识海水总的运动规律的目的。

第二节 波 浪

一、波浪概述

波浪是海洋、湖泊、水库等宽敞水面上常见的水体运动,其特点在于每个水质点作周期性运动,所有的水质点相继振动,便引起水面呈周期性起伏。因为水是一种流体,它在外力(风、地震等)作用下,水质点可以离开原来的位置,但在内力(重力、水压力、表面张力等)作用下,又有使它恢复原来位置的趋势。因此,水质点在其平衡位置附近作近似封闭的圆周运动,便产生了波浪,并引起了波形的传播(图 4 - 1)。由此可见,波浪的传播,并不是水质点的向前移动,而仅是波形的传递。

(一) 波浪要素

波浪的尺度和形状,通常用波浪要素来表述。波浪的基本要素有:波峰、波谷、波顶、波底、波高、波长、波陡、周期、波速等见图 4 - 2。

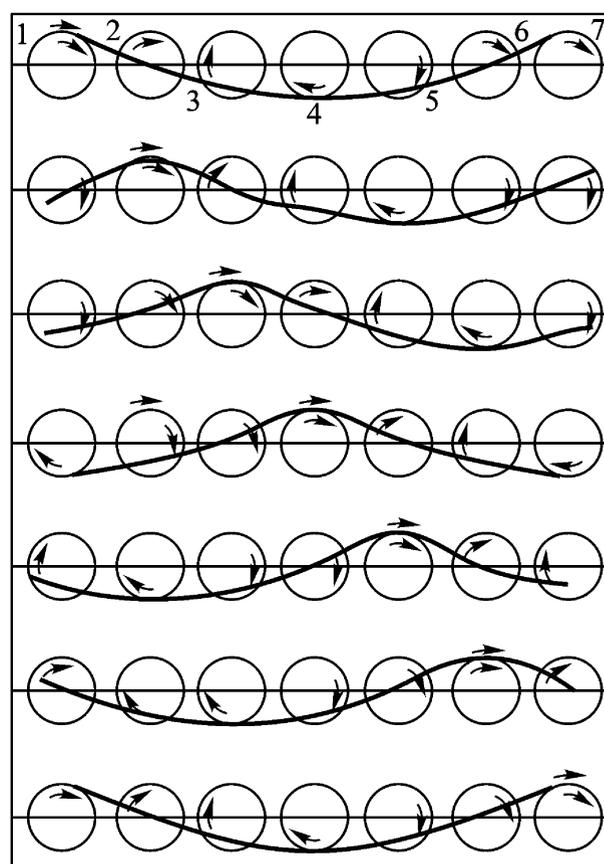


图 4 - 1 波浪水质点的运动

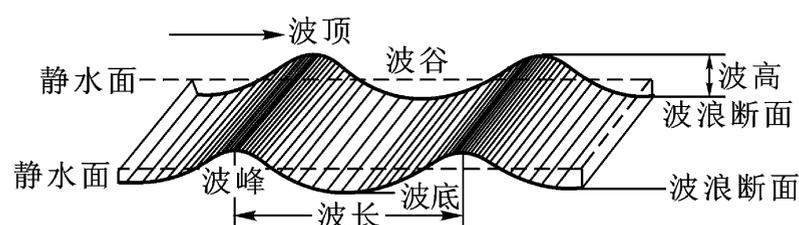


图 4 - 2 波浪要素示意图

波峰是静水面以上的波浪部分;波谷是静水面以下波浪部分;波顶是波峰的最高点;波底是波谷的最低点;波高(h)是波顶与波底间的垂直距离;波长(λ)是两相邻波顶或波底间的水平距离;波陡(H/λ)是波高与半个波长之比;波浪周期(T)是两相邻的波顶(或波底)经过同一点所需要的时间;波速(c)是波形移动的速度,即波长与波浪周期之比值:

$$c = \frac{\lambda}{T} \quad (4-1)$$

波向线是表示波浪传播方向(浪向)的线;波峰线是与波向线正交,并通过波峰的线。

(二) 海洋中波的分类

海洋中波的种类很多,分法不一,现分类如下:

1. 按波的周期(频率)分类 按波的周期可分为表面张力波、短周期重力波、长周期重力波、长周期波和长周期潮波(图4-3)。图中表明了各种频率的波浪所包含的相对能量。重力波具有周期为1至30秒的波浪,其中周期为3—15秒的波浪,对海岸工程问题往往比较重要。

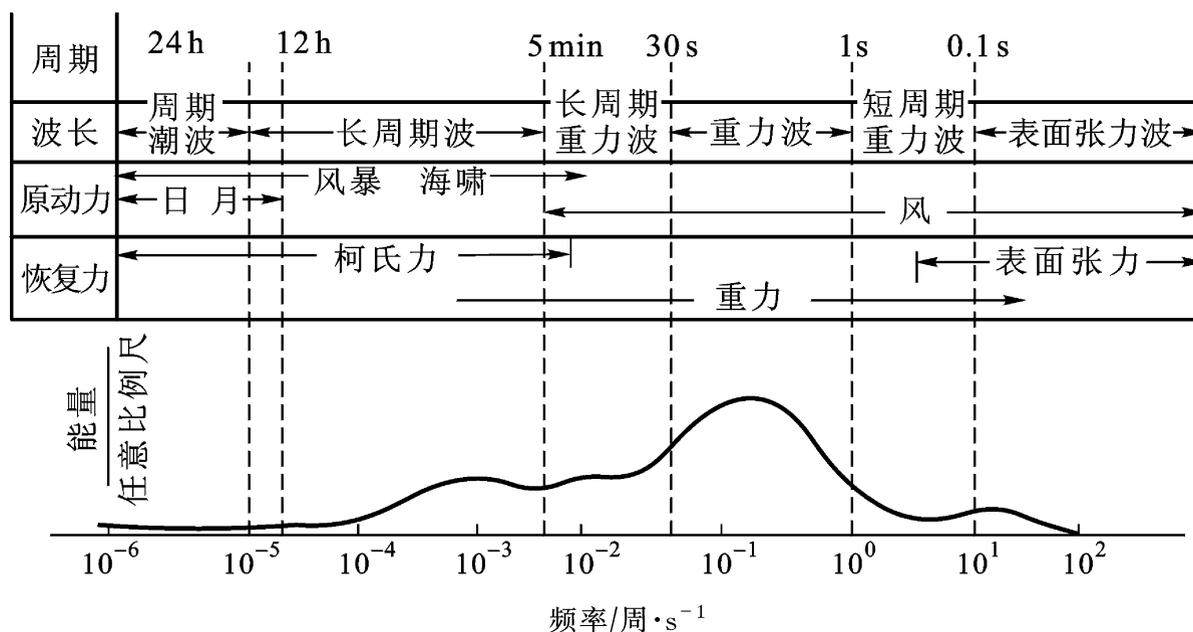


图4-3 根据周期和频率划分的各类波浪示意图

2. 按成因分类

1) 风浪和涌浪 在风的直接作用下,水面出现的波动,称风浪;风浪离开海区传至远处或风区里,风停息后所留下的波浪,则称为涌浪(波)。

2) 内波 发生在海洋内部,由两种密度不同的海水作相对运动而引起的波动现象。

3) 潮汐波 海水在引潮力作用下产生的波浪。

4) 海啸 由火山,地震或风暴等引起的巨浪。

3. 按水深分类 按照水深相对波长大小可分为深水波和浅水波。

1) 深水波 是水深相对波长很大的波,这种波动主要集中在海面以下一个较薄的水层内,又称为表面波或短波。

2) 浅水波 是水深相对波长很小的波,又称为长波。

4. 按波形的传播性质分类

1) 前进波(进行波) 波形不断地向前传播的波浪,称前进波或进行波。

2) 驻波 波形不向前传播,只是波峰和波谷在固定点不断地升降交替着的波浪,称驻波。

二、小振幅波和有限振幅波

波浪是一种十分复杂的现象,它千变万化,但最主要的特点就是水面有周期性起伏。就某一时刻讲,每经过一定距离出现一个峰或谷;就某固定地点来讲,每经过一定时间出现一个峰或谷。正弦曲线(或余弦曲线)具有同样的周期性,所以用它来描述波浪变化是一个最简单、最初步途径;其次,分析这种简单波动的特性,可以近似地说明海上的波浪现象;另外,把多数简单的波动(正弦波),迭加起来,即可说明更复杂的波浪现象,这是当前研究海浪的主要方法之一。

研究液体表面波动理论很多,这里只介绍小振幅波动和有限振幅波动的理论。

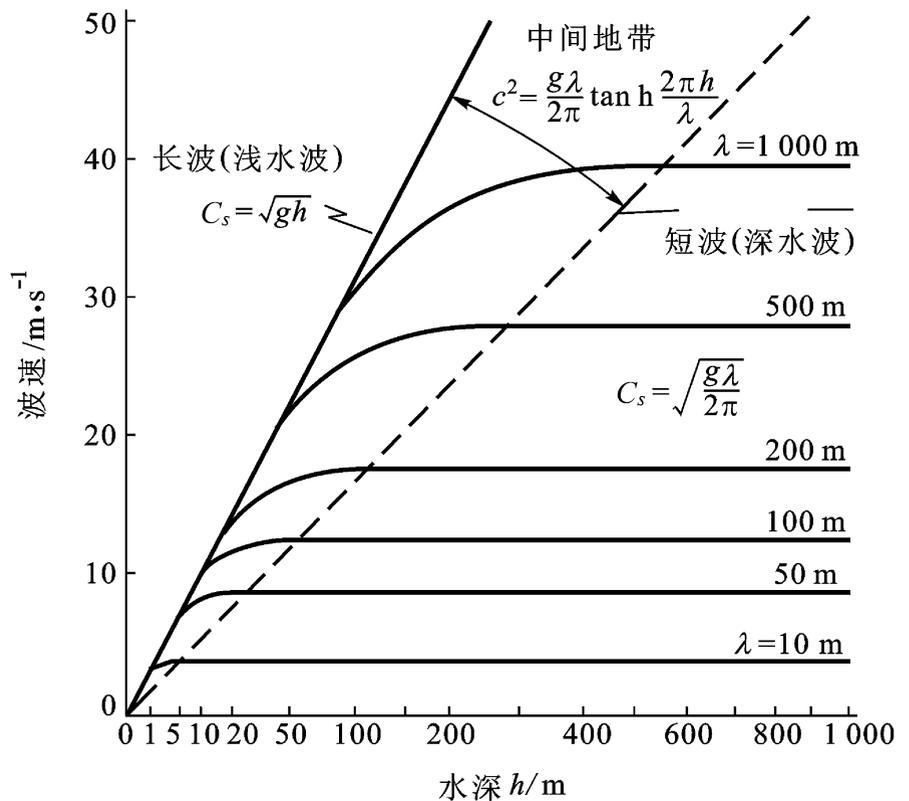


图 4 - 4 对于不同的波长、波速与水深的关系

(一) 小振幅波动(线性波动)

小振幅波动是指波高远小于波长($h \ll \lambda$)的简单波动。这种假定,是某些实际波动的一种近似,但就其所得理论结果来看,尚能说明海洋中的一些波动现象。

1. 短波(深水波) 短波就是波长相对于水深很小的一种波动,当其波形向前传播时,称为前进波。

1) 小振幅前进波 观测表明,液体表面出现的前进波,当波高甚小时($h/\lambda < 1/100$),其波形接近于一条不断向前移动的简谐曲线。其波长、波速、周期和水深有密切关系,见图 4 - 4。对于不同深度水域,进行波的中间地带速度可由下式表示:

$$C_s = \frac{g}{2} \tan h \frac{2}{\lambda} h \quad (4 - 2)$$

短波(深水波)速度公式如下:

$$C_s = \frac{g}{2} \quad (4 - 3)$$

长波(浅水波)速度公式如下:

$$C_s = gh \quad (4 - 4)$$

式中, C_s 为速度; h 为水深; λ 为波长; g 为重力加速度; $\tan h \frac{2}{\lambda} h$ 为双曲线函数,称为双曲线正切。

一般前进波的波长、周期和波速的关系为:

$$= ct \quad (4 - 5)$$

即可得:

$$= \frac{gt^2}{2} \tan h \frac{2}{\lambda} h \quad (4 - 6)$$

(4 - 2), (4 - 5) 两式表示波长、波速都与水深有关, 与波高无关。

同样, 深水波(短波)(4 - 5)式可简化为:

$$c = \frac{gt^2}{2} \quad (4 - 7)$$

若将 g 及 T 的数值代入, 便可得到短波(深水波)的波长、周期和波速三者的简单关系(单位为米、秒和米/秒), 见表 4 - 3。

表 4 - 3 波长、周期和波速关系

已知 T		已知		已知 c	
$c = 1.56T$	$\lambda = 1.56T^2$	$c = 1.25$	$T = 0.8$	$T = 0.64c$	$\lambda = 0.64c^2$

上述关系虽是在小振幅的假定下求得的, 但能近似地应用于实际的海浪。表 4 - 4 给出实测值与计算值的比较。

表 4 - 4 深水波各要素的观测值和计算值的比较

海 区	波速(米/秒)			观 测 值	波长(米)		观 测 值	周期(秒)		
	观 测 值	计 算 值			计 算 值	计 算 值		观 测 值	计 算 值	
		根据 $\frac{g}{2}$	根据 $\frac{gT}{2}$						根据 $\frac{2c^2}{g}$	根据 $\frac{gT^2}{2}$
大西洋信风带	11.2	10.8	10.5	65	70	60	5.8	6.0	6.2	
印度洋信风带	12.6	13.1	13.7	96	88	104	7.6	7.3	6.9	
南大西洋西风带	14.0	15.5	17.1	133	109	163	9.5	8.6	7.8	
印度洋西风带	15.0	15.2	13.7	114	125	104	7.6	8.0	8.3	
中国近海	11.4	11.9	12.4	79	72	86	6.9	6.6	6.3	
西太平洋	12.4	13.6	14.7	102	85	121	8.2	7.5	6.9	

理论证明, 波动是随深度而迅速减弱的, 见图 4 - 5。水质点的轨迹半径(或波浪的振幅)随深度增加, 按指数律递减:

$$r = r_0 e^{-kh} \quad (4 - 8)$$

式中, $r_0 = \frac{2}{g}$, $k = \frac{2\pi}{\lambda}$, 由于质点速度 $u = r \omega$, 所以:

$$u = u_0 e^{-kh} \quad (\text{其中 } u_0 = \frac{2c}{g}) \quad (4 - 9)$$

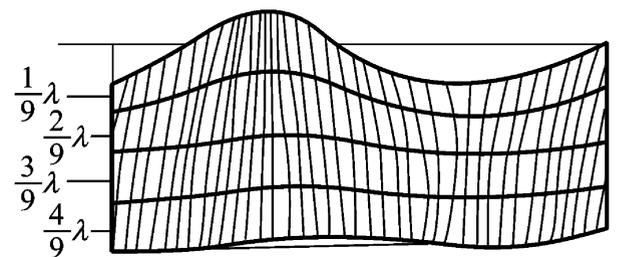


图 4 - 5 波动随深度增加而减弱示意图

因此, 水质点的运动速度和振幅一样, 也随着深度增加按指数律递减(表 4 - 5)。

表 4 - 5 波动振幅随深度变化之值

深度()	0	1/9	2/9	3/9	4/9	5/9	6/9	7/9	8/9	1
r/r_0 (/ 0)	1	1/2	1/4	1/8	1/16	1/32	1/64	1/128	1/256	1/512

2) 小振幅驻波(立波) 进行波在其传播过程中, 当进行波遇到海岸时便反射回去, 形成反射波, 它与进行波相干涉, 便形成驻波, 它是由两组振幅、波长及周期相同而传播方向相反的波

叠加而成的(图4-6)。

驻波的特点是波峰没有水平移动,波峰和波谷在一定海区内,具有周期性的升降运动,升降幅度最大断面,称为波腹(图4-7);波面上没有升降的点,称为波节。在驻波中,水质点运动不同于前进波,在波腹处的水质点,只有垂直方向的运动;在节点处的水质点,仅有水平方向的运动;此外,在波面上其余各点,既有水平分速,也有垂直分速。驻波水质点运动轨迹,不是圆形,也不是椭圆形,而是抛物线形,质点运动速度最大值比余波大一倍,波高为原来波高的两倍,而波长却保持不变,相邻两个波节间的水平距离为半个波长。

2. 长波(浅水波)

除了上面讨论的短波之外,在海洋里还存在一种波长很长的波浪。这种波浪不易察觉,需用仪器进行观测。例如潮波,其波长有时可达数千千米,但波高相对于波长来说极其微小。 kh 甚大, (4-2) 式中的 $\tanh \frac{2h}{\lambda} \approx 2 \frac{h}{\lambda}$, 长波的速度由下式决定:

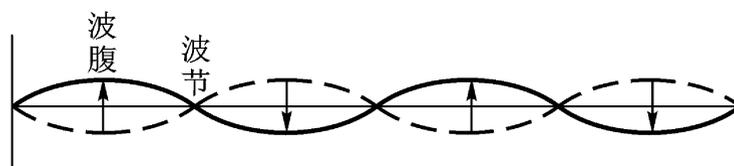
$$c = \sqrt{gh} \quad (4-10)$$

上式指出长波波速只取决于水深,而与波长无关。这一结论符合实际情况。如大洋平均深度为3800米,按式(4-10)计算,得到长波波速为690千米/时,即便在浅海,深度以200米计,波速尚能达到160千米/时,可见长波速度传播之快。

长波中的水质点运动与短波也有所不同,其运动轨迹为一扁椭圆,长轴随水深变化不大(图4-8)。也就是水平速度随深度几乎不变,只在海底附近,由于海底摩擦的影响而迅速减小,在海底质点运动为零。但短轴随深度的加大,则呈线性递减。因此,当达到一定深度后,水质点的运动轨迹实际上已接近于一直线,质点基本上只作前后的往复运动,而不具有垂直速度。

(二) 有限振幅波动

上面讨论了小振幅波的某些性质。讨论时,假定了波动的振幅相对于波长为无限小,在这种假定之下,因波动引起的流体质点速度均可视为小量,因此波动函数所应满足的方程和边界



驻波示意图

图4-6 驻波示意图

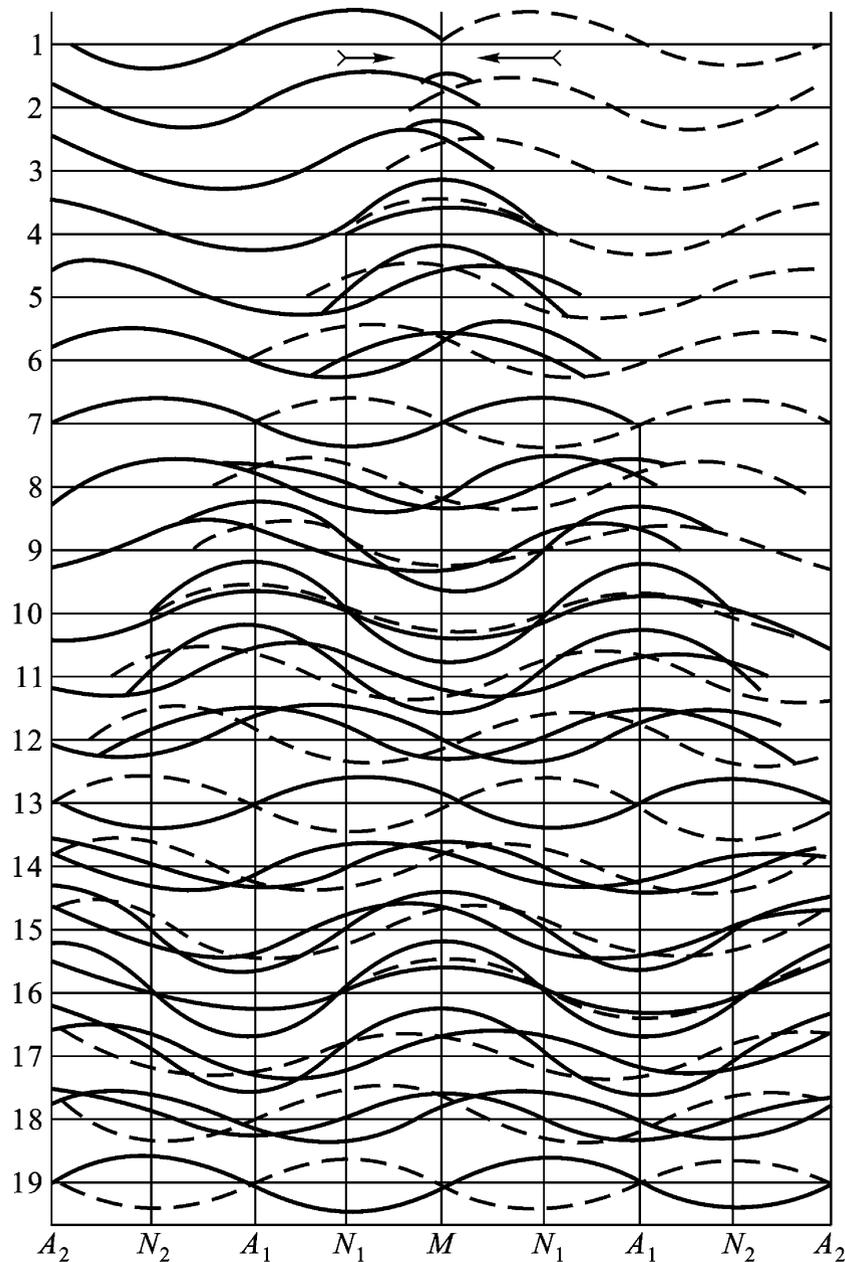


图4-7 两列进行波叠加形成的驻波

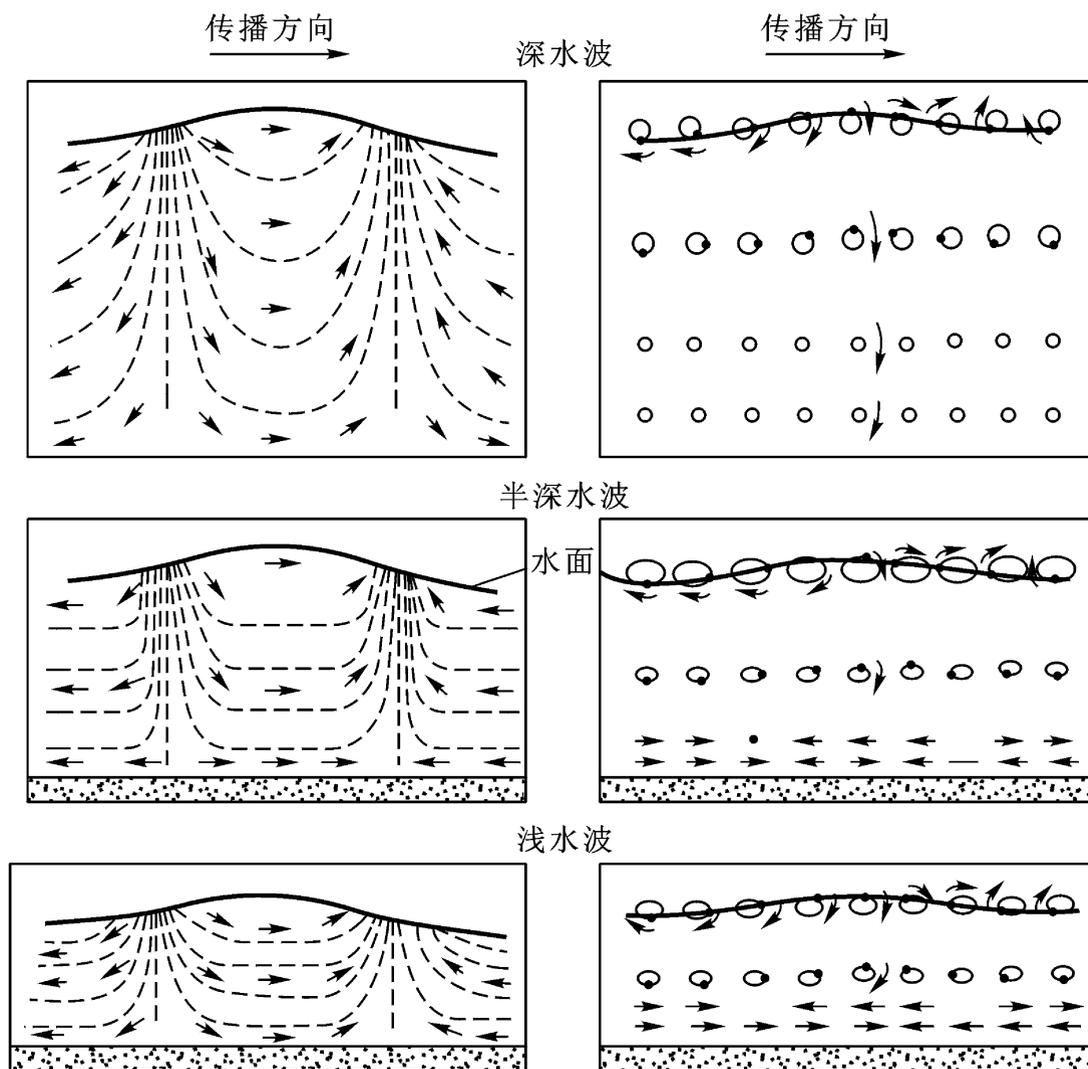


图 4 - 8 深水波、浅水波和半深水波的流线和质点运动轨迹

条件都是线性的, 正因为如此, 这些波动属于线性波动理论的范畴。事实上, 在小振幅假定之下得到的结果, 无法解释实际波动中的某些现象。为了获得更接近于实际情况的理论结果, 许多学者努力在理论上加以发展, 于是出现了有限振幅波动的理论。

有限振幅波有正弦波(摆线波)、斯托克斯波、椭圆余弦波和孤立波 4 种类型(图 4 - 9)。

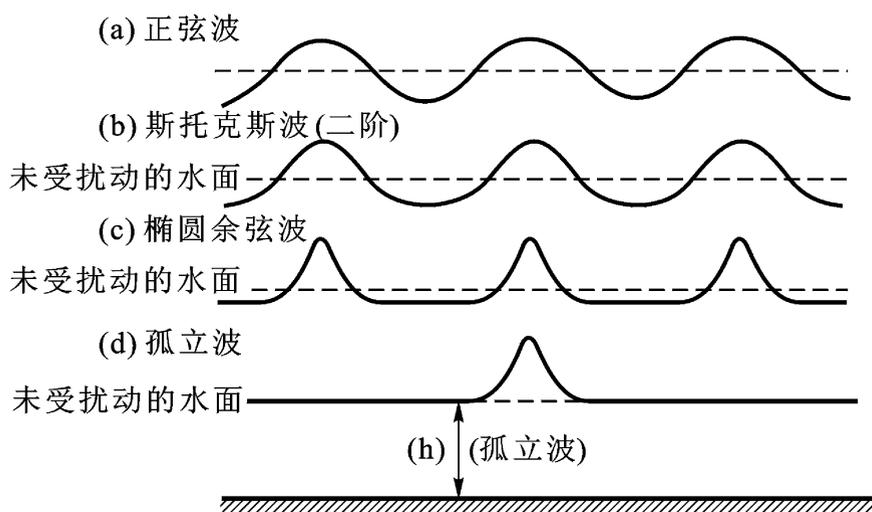


图 4 - 9 波的形状

1. 斯托克斯波 除了振幅相对于波长不视为小量这一点外, 它与前面讨论过的小振幅前进波类似, 也是一种无旋转的、表面呈周期性起伏的波动。事实上, 小振幅前进波是斯托克斯波的一种特殊情况, 如果取斯托克斯波的最低阶段(一阶)近似, 它就是小振幅前进波。这种波动是斯托克斯于 1847 年提出的。此后, 由于应用方面的需要, 许多学者对这种波动进行了大量的研究, 其结果在海洋工程和海浪研究方面都得到了应用。

斯托克斯波波面随地点呈现周期性起伏, 且不变形状地以固定波速向前传播, 其振幅与波长相比不能视为无穷小量。分析这种波动时, 假定流体为不可压缩流体, 运动是无旋转的, 重力

为惟一外力, 表面压强为常值。

2. 正弦波(摆线波) 就其外形而言与斯托克斯波类似, 波面呈现周期性的起伏, 但它是在水质点轨迹为圆(深水情形)或椭圆(常深度水域情形)的假定之下推导出来的。另外一个重要特点是波动流场为有旋流场。这种波动最早是由捷克学者格尔斯蒂纳于1802年提出来的, 但一直未得到人们的重视。60年代以后, 由于造船和航运事业的需要, 又以不同的方法研究了这种波动, 并得到了与格尔斯蒂纳相同的结果。以后推广到有限深水域, 得到了所谓椭圆摆线波。其结果在海洋工程中得到了比较广泛的应用。

1) 水深为无限时的摆线波 深水摆线波是从以下几个假定出发的: 海洋是无限深和无边界的; 海水是由许多水质点组成的, 它们之间没有内摩擦力存在; 参加波动的一切水质点均作圆周轨迹运动, 当水质点运动时, 在水平方向上水质点运动轨迹的半径皆相等, 在垂直方向上水质点运动轨迹的半径随水深的增加而减小, 波动前位于同一水平线上的水质点位相皆相同, 即一切水质点角速度均相等。

图4-10为海洋中任取一 xOz 部面, 当某一深度(z)上的水质点(M)波动发生时, 水质点将沿圆轨迹运动, 水质点在圆周上的位置, 将由角的大小来决定。其摆线波二维方程为:

$$\begin{aligned} x &= x + PM = x + r \sin \theta \\ z &= z - PO = z - r \cos \theta \end{aligned} \quad (4-11)$$

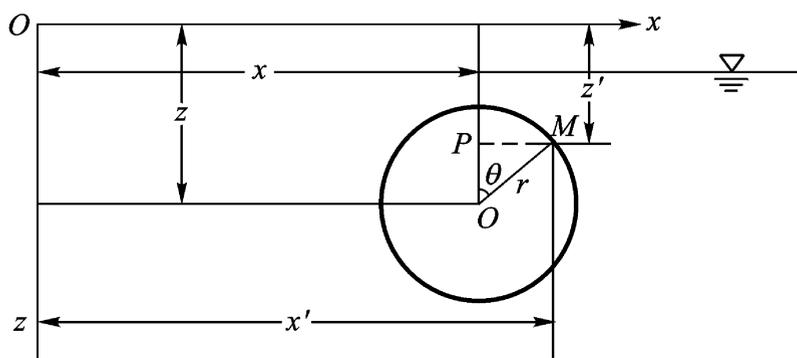


图4-10 波浪水质点运动

在垂直方向上, 水质点运动轨迹的半径

(r) 随水深的增加而按指数律减小, 其方程如(4-8)式。

2) 水深为有限时的摆线波 当水深小于 $1/2$ 波长时, 为浅水区。浅水区波浪因受海底摩擦阻力的影响, 具有波速小、波长变短、波高略增的特点。水质点运动轨迹由圆形变为椭圆形, 波形变为椭圆摆线波(图4-11), 其摆线波方程为:

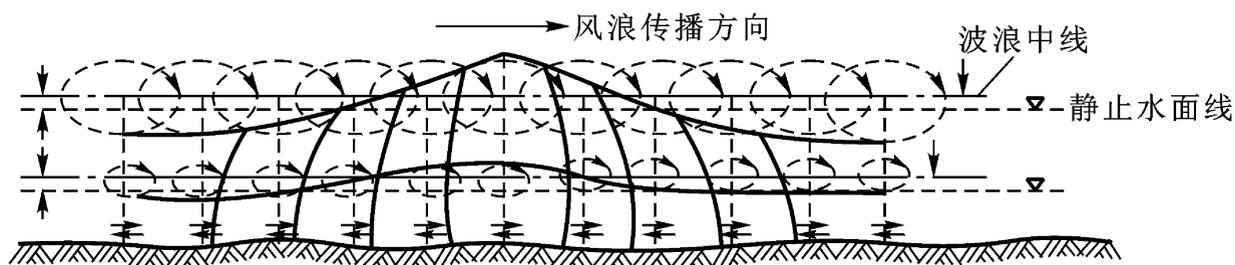


图4-11 浅水波水质点的运动与波形的传播

$$\begin{aligned} x &= x + a \sin \theta \\ z &= z - b \cos \theta \end{aligned} \quad (4-12)$$

式中, a 为 z 处椭圆长半径; b 为 z 处椭圆短半径。

当波传入相当于 $1/25$ 水深时, 水质点运动轨迹已不是圆形, 也不是椭圆形, 而是在两个焦点之间作往复的直线运动, 这种波称为非常浅水波。

3. 孤立波 孤立波与前两种有限振幅波有显著差异, 它只有一个波峰或波谷, 而且只出现于浅水水域中。这种波动最早是由斯各特·罗素于1844年在实验室中发现的, 以后从理论上研究了这种波动, 提出了孤立波理论。由于海浪传入底坡平坦的浅水区域之后, 其图像与孤立

波相似,所以孤立波研究结果常用来分析近岸的海浪。

4. 椭圆余弦波 椭圆余弦波理论的特点是用椭圆函数来描述波面的形状。它属于浅水波理论范畴。这种波动最早是由科尔特维格和德夫里斯于 1895 年提出的,但直到最近 20 多年,才得到了比较多的研究。浅水的小振幅波和孤立波都可以作为椭圆余弦波的极限情形而得到。

对于有限振幅波的研究,除了摆线波以外,都要涉及艰难繁琐的推导工作。

三、风浪和涌浪

(一) 风浪生成和成长理论

风浪是在风的作用下所产生的波浪。它的生成是海洋研究中最基本、最困难的问题。风浪生成机制问题的困难性是由于:一方面,产生浪的风本身是复杂的随机现象;另一方面,浪一旦出现又影响波面附近的风。它们相互作用的结果,气-水界面两侧的流场结构必然是极其复杂的,其严密的定量处理是十分困难的。

目前根据力学较充分的生成机制理论基于两种概念:一为共振,一为平流的不稳定性。前者适用于风浪的发生和初始阶段,后者适用于成长的主要阶段。就其适用范围而言,二者是互相补充的。

自然界的风具有显著的湍流特征,当它吹行于水面时,海水受到的正压力是不均匀的,从而产生水面起伏,形成波动。另一方面,不论变化着的压力或其产生的波动均由频率(或波长)不同的成分构成,当压力和波动中同一频率的成分间发生共振时,该频率的波动成分随时间增大,即风浪通过“共振”机制生成的概念。风浪通过此机制成长至一定尺度后,有可能为再通过其它机制继续成长提供基础。

另一种重要风浪生成理论所根据的是平流不稳定性的概念指当一种流体(如空气)的平流流过另一种流体(如水)的表面,而界面上的波动随时间增长时,称平行流连同界面上的波动失去稳定性。由于流体速度、压力、密度等的分布不同,可出现种种形式的不稳定运动,分析方法的不同也导致不同流场特性。

根据流体力学观点,当两种密度不同的介质相互接触,并发生相对运动时,在其分界面上就要产生波动。在流体力学中空气被看作是一种具有压缩性的流体,而自由水面是水和空气之间的分界面,当空气在海面上流动时,由于摩擦力作用,原接触界面成为不稳定平衡面,必须形成一定的波状界面,才能维持平衡,这种海面波动即为风成波。风成波的形态特点是:迎风侧坡度小,背风侧坡度陡。

风很弱时,海面保持平静,但当风达到 0.25—1 米/秒时,就产生毛细波,也称涟波。对其形成起主要作用的不是重力,而是表面张力。毛细波与重力波不同之点在于毛细波越小,传播的速度越大。毛细波存在于海面很薄一层上,以后随着风力的增加,风浪也不断发展,当风达到临界风速,即为 0.7—1.3 米/秒时,已初步形成风成波。风浪产生与发展,是由风能引起的。即靠风对波浪迎风面上的正压力和切应力把风能传给波浪(图 4-12)。三者之间有以下关

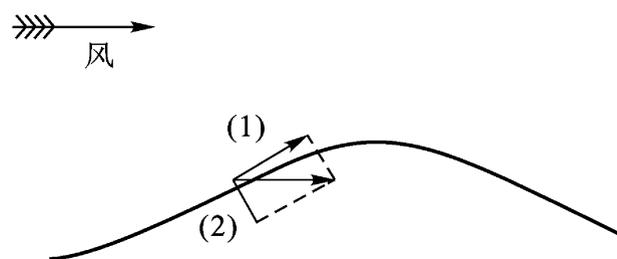


图 4-12 风对海面的作用力

系：风与水面间切应力的大小与风速成正比；作用在波浪迎风面上的正压力与背风面所形成的压力差，其大小同风速与波速差的平方成正比；只要波速小于风速，风就能将能量传给波浪；当波速等于风速时，波浪只能吸收切应力传给波浪那一部分风能；当波速超过风速时，波浪还能吸收切应力传给波浪的能量，这种情况给波速超过风速创造了条件。

风供给波浪能量的规律随着波浪发展的不同阶段而异。经观测和研究证实，波速(C)和风速(W)之比值(即 C/W)可作为标志各种波浪变化的指标。当比值小于 0.3—0.4 时，波浪吸收风能的强度最大，因而波高增加很快，风浪处于发展阶段；当这个比值等于 0.7—0.8 时，波浪达最大高度，以后波高增加很小，但波长和波速仍在继续增加，因而波浪变得越来越平坦。

风速、风时、风区是决定风浪大小的主要因素。风速增大时，波高、周期和波速都随之增大；风时增大时，波浪要素也随着增大；风浪是沿着风向传播的，所以风区越大，风浪也就越能得到发展。如果风区较小，虽有足够的风力和风时，风浪也不能充分发展。上述因素不是孤立的，而是相互联系着的。

我国现行海浪等级见表 4 - 6:

表 4 - 6 中国现行波级表*

波 级	波 高 范 围 (米)		海 浪 名 称
0	0	0	无 浪
1	$H1/3 < 0.1$	$H1/10 < 0.1$	微 浪
2	0.1 $H1/3 < 0.5$	0.1 $H1/10 < 0.5$	小 浪
3	0.5 $H1/3 < 1.25$	0.5 $H1/10 < 1.5$	轻 浪
4	1.25 $H1/3 < 2.5$	1.5 $H1/10 < 3.0$	中 浪
5	2.5 $H1/3 < 4$	3.0 $H1/10 < 5.0$	大 浪
6	4 $H1/3 < 6$	5.0 $H1/10 < 7.5$	巨 浪
7	6 $H1/3 < 9$	7.5 $H1/10 < 11.5$	狂 浪
8	9 $H1/3 < 14$	11.5 $H1/10 < 18$	狂 涛
9	$H1/3 \geq 14$	$H1/10 \geq 18$	怒 涛

* 本表由国家海洋局提供。表中 $H1/3$ 是 1/3 部分大波平均波高(称之为有效波高)， $H1/10$ 是 1/10 部分大波平均波高。

(二) 涌浪

当风开始平息，或波速超过风速时，风浪就要离开风区传到远处去，这种波浪称为涌浪。涌浪的出现，表示风浪已进入消衰阶段。涌浪的特点是：随着传播距离的增长，波高逐步变小，波长和周期却不断增加，因而涌浪变得越平缓，波形越接近摆线波。其传播速度可相当准确地由 (4 - 3) 式计算：

$$C = \frac{g}{2} \quad (4 - 13)$$

风浪离开风区向外传播时，不再得到能量，并且常经过风力平衡或风向不同区域，受到海水粘滞摩擦、散射和空气阻力作用，能量消耗很大，从而涌浪的波高远较原来风浪的波高小。涌浪向外传播，水域逐渐扩大，涌浪高度的分布变化差别很大。

涌浪的波高是衰减的，而其周期和波长却在增加，这是由于波长长的速度大，短的速度小，波长长的越来越在前面，短的越来越落后。同时，波长短的衰减快，所以，最后剩下一些周期和

波长都大的涌浪。这些周期和波长大的涌浪传播速度快,比大风的速度还要快,传播的距离远,每昼夜能穿越 2 000 公里。

四、地震、海啸与风暴潮

由火山爆发、海底地震引起海底大面积升降,以及沿海地带山崩和滑坡等造成的巨浪,称为地震海啸。而由于强烈的大气扰动(如强台风、强寒潮、强低压或地方性的风)而引起海水异常升降产生的巨浪,称之为风暴潮。二者产生的原因虽不相同,但它们产生的现象和破坏力却是相同的,所以,一般将二者统称为海啸。

(一) 地震海啸

破坏性的地震海啸,只在地震构造运动出现垂直断层,震源深度小于 20—50 公里,而里氏震级大于 6.5 的条件下才能发生。没有海底变形的地震冲击或海底的弹性震动,可引起较弱的海啸。

海啸是一种频率介于潮波和涌浪之间的重力长波,其波长约为几十至几百公里,周期为 2 ~200分钟,最常见的是 2 ~40 分钟。传播速度由下式确定:

$$C = \sqrt{gH} \quad (4 - 14)$$

式中, C 为传播速度; g 为重力加速度; H 为海区深度。

若取大洋平均深度为 4 公里,周期为 40 分钟,则相应的海啸波的传播速度为 713 公里/小时,波长为 475 公里。在地震或扰动源的强迫力作用下,海啸的传播可分为 3 个阶段:源地附近的传播;大洋中的自由传播;近岸带中的传播。海啸在传播过程中,如果不发生反射、绕射和摩擦等现象,则两波线之间的能量与波源的距离无关。波高 h 随相邻两波线间的距离 l 和水深 H 的变化服从格林定律:

$$h \sim H^{-\frac{1}{4}} l^{-\frac{1}{2}} \quad (4 - 15)$$

其中在绝大多数情况下,海啸源地的海底断层呈狭带状。在水深急剧变化或海底起伏很大的局部海区,会出现海啸波的反射现象。在大陆架或海岸附近,海啸在传播过程中遇到海岸边界、海岛、半岛、海角等障碍物时,还会产生绕射。海啸进入大陆架后,因深度急剧变浅,能量集中,引起振幅增大,并能诱发出以边缘波形式传播的一类长波。当海啸进入海湾以后波高骤然增大,特别是在 V 型(三角型或漏斗型)的湾口处更是如此。这时湾顶的波高通常为海湾入口处的 3 ~4 倍。在 U 型海湾,湾顶的波高约为入口处的 2 倍。在袋状的湾口,湾顶的波高可低于平均波高。海啸波在湾口和湾内反复发生反射时,往往诱发出湾内海水的固有振动,使波高激增。这时可出现波高为 10 ~15 米的大波和造成波峰倒卷,甚至发生水滴溅出海面的现象。溅出的水珠有时可高达 50 米以上。

世界上有记载的由大地震引起的海啸,80% 以上发生在太平洋地区。在环太平洋地震带的西北太平洋海域,更是发生地震海啸的集中区域。海啸主要分布在日本太平洋沿岸、夏威夷群岛、中南美和北美。中国是一个多地震国,但海啸却不多见。

从海面到海底,海啸的流速几乎是一致的。当它传播到近岸处时,海水的流速很大(若波高为 10 米,流速也大致为 10 米/秒),骤然形成“水墙”,伴随着隆隆巨响,汹涌地冲向海岸,它可以使堤岸决口。若最先到达的是波谷,则水位骤落,可看见从未裸露的水下礁石。几乎所有的

海啸灾害都是由最初 2 ~3 级波所造成的。(表 4 - 7) 海啸灾害常发生在第一波到达岸边几个小时内。海啸破坏力很大,1960 年 5 月 23 日在智利发生的海啸,曾把夏威夷群岛希洛湾内护岸砌壁的约 10 吨重的巨大玄武岩块翻转,抛到 100 米外的地方。海啸给沿岸地区的人、畜、树木、房屋建筑、港湾设施、船舶和海上建筑物等造成的严重灾害,往往大于地震灾害。

表 4 - 7 地震海啸波级表

等 级	灾 害
1	波高为 1 ~3 米, 岸边建筑物可受到损失
2	波高为 4 ~6 米, 可冲毁岸边建筑物, 造成生命财产的损失
3	波高为 10 ~20 米, 对岸边造成巨大损失, 海水可侵入陆地 200 公里
4	波高超过 30 米, 称为毁灭性的灾害, 海水可侵入陆地 500 公里

(二) 风暴潮

由台风、温带气旋、冷锋的强风作用和气压骤变等强烈的天气系统引起的海面异常升降现象,叫风暴潮,又称风暴增水或气象海啸。风暴潮是一种重力长波,周期从几小时到几天不等,介于地震海啸和低频的海洋潮汐之间,振幅可达数米。风暴潮是沿海地区的一种自然灾害,它和相伴的狂风巨浪,可引起水位暴涨、堤岸决口、农田淹没、房摧船毁,从而酿成灾害。例如,1970 年 11 月 12—13 日发生在孟加拉湾沿岸地区的一次飓风风暴潮,最大增水超过 6 米,导致 20 余万人死亡和约 100 万人无家可归。在较大风暴潮和潮汐高潮相叠的情况下,必然造成更大的灾害,但这种情况比较罕见。

通常把风暴潮分为温带气旋引起的温带风暴潮和热带风暴(台风)引起的热带风暴潮两类。

1. 温带风暴潮 多发生在春秋季节,中纬度沿海各地都可以见到。如北海和波罗的海沿岸、美国东岸和日本沿岸,经常出现这种风暴潮,它以潮位变化的稳定和持续为特点。每逢春秋过渡季节,中国北部海区在北方冷高压配合南方低压(槽)的天气形势影响下发生的风暴潮,也有类似的特点。

2. 热带风暴潮 热带风暴潮常见于夏秋季节,总伴有急剧的水位变化。凡是热带风暴影响的沿海地区均有热带风暴潮的发生。中国东南沿海也是这类风暴潮的多发地区。

典型的热带风暴潮位变化的过程,大致经历了 3 个阶段的变化(图 4 - 13): 当风暴还在

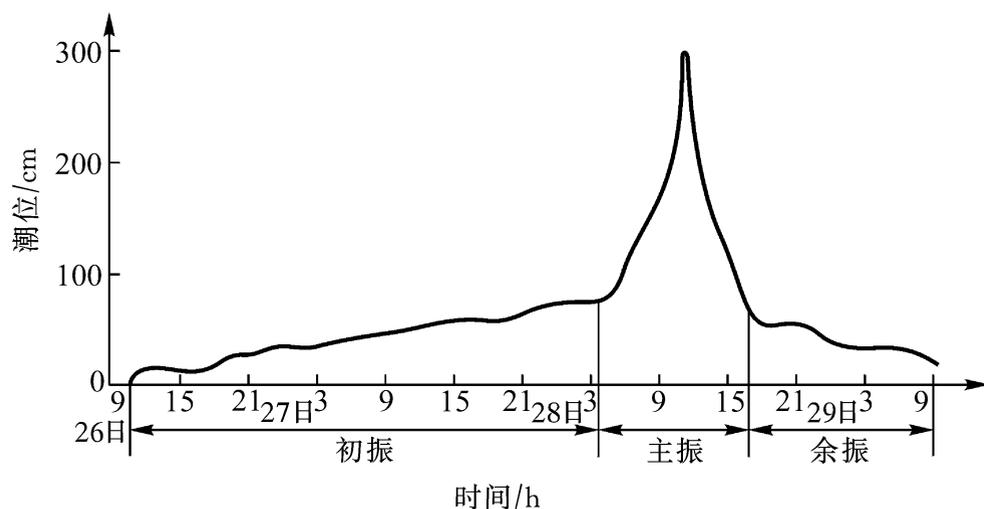


图 4 - 13 中国汕头港 6903 号台风风暴潮过程曲线(1969 年 11 月 27—29 日)

很远的海面上时,可能由于风暴移动速度小于当地自由长波速度,便有“先兆波”先于风暴到达岸边,引起沿岸的海面缓慢的上升或下降(初振阶段);当风暴逼近或过境时,海面直接感受到风暴的影响,沿岸的水位急剧升高,这时风暴潮位可达极大值(高达数米),持续时间约数小时(主振阶段);当风暴离境后,水位的主峰已过,但风暴潮并不稳定的下降,仍残留着一系列明显的波动(余振阶段)。当风暴移动速度等于或接近于当地的长波速度时,将出现共振现象,导致水位猛涨,极易酿成潮灾。在大陆架上,即使没有风暴潮的直接作用,也能产生由外海风暴潮以自由波的形式传入的风暴潮。

作用于水面的风应力和气压变化作用相比,前者是诱发浅水风暴潮的主要强迫力,后者是诱发深水风暴潮的主要强迫力。这种深水风暴潮位很少超过1米,其值可用静压关系近似地表达,即气压下降(升高)1毫巴,海面升高(降低)1厘米。风暴移动越慢,这种近似表达精度越高。海水越浅,风暴潮的非线性效应将变得越加重要。风暴潮的大小和风暴的结构、强度、路径、移速、海岸和海底形态、水深、纬度及海水的势力——动力性质等因子密切相关。

位于太平洋西岸的中国,台风季节长,频数多,强度大,过渡季节冷气团和暖气团在北部海区又十分活跃,加上中国海拥有助长风暴潮发展的广阔的大陆架海区,使中国不仅是世界上多风暴潮灾害的国家和地区之一,而且其最大风暴潮的高度名列世界前茅。例如,东南沿海区最大风暴潮高度达到5.94米(表4-8),居世界第三位。

表 4 - 8 1949 年以来中国部分港口的台风风暴潮的频数和极值

港名	资 料 年 限	大于 2 米的 暴 潮 次 数	最大风暴潮 高度(cm)	台风编号
吴淞	1949—1981	3	242	5612
汕头	1953—1981	2	302	6903
黄埔	1950—1981	4	271	6411
湛江	1953—1981	6	265	8007
南渡	1962—1981	12	594	8007
海口	1953—1981	2	249	8007

五、近岸波

在浅水中,由于海底上不可能存在垂直运动,因而,波动的性质便将有所改变。在海底,水质点的运动只能前进或后退,如果水深远较波长小,则在所有深度上,运动轨迹将保持几乎水平的状态。实际上,由于受到水深变浅的影响,每一质点的运动轨迹将变为一扁椭圆,愈接近海底,椭圆轨迹变得愈扁,在海底附近,终将成为一条直线。

进入浅水地带的波浪,其波速不再与波长有关,而是深度的函数,即

$$c = \sqrt{gH}$$

(一) 海岸的绕射

海浪可以绕过障碍进入被岛屿、海岬或防波堤等遮蔽的水域,这种现象叫做绕射。

如图 4 - 14 所示,当波峰线与防波堤平行的波浪传到港口时,一部分被防波堤迎面挡住,其余的波浪继续向港内传播,并绕过防

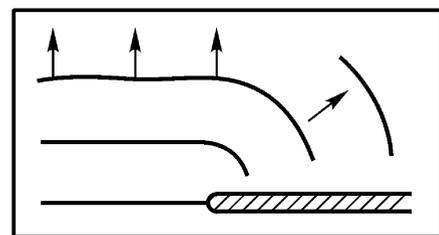


图 4 - 14 波浪绕射示意图

波堤向被隐蔽的水域扩散, 绕射后的波浪, 其波峰线为以防波堤一端处为中心的一系列弧线。由于越过防波堤后, 波向线的扩散, 所以波高将变低。

(二) 波浪的折射

当海浪传至浅水或近岸区域后, 由于地形影响, 将发生一系列变化, 由于深度变浅, 不仅波长变短, 而且波速也要变慢, 从而使波向发生转折, 出现折射现象。由于能量的集中, 波高将增大, 最后发生破碎, 通过绕射, 海浪可深入到隐蔽的水域, 在直线或陡壁面前, 海浪又能产生反射。这些现象, 对筑港、航运和海岸保护等均有很大意义。

如图 4 - 15 中 EF 为等深线, 在等深线的外海一侧深度为 h_1 , 波速 $c_1 = \sqrt{gh_1}$; 靠海岸一侧深度为 h_2 , 波速 $c_2 = \sqrt{gh_2}$, 由于 $h_1 > h_2$, 所以 $c_1 > c_2$ 。在水深为 h_1 处的波峰线 AB 与 EF 交角为 θ_1 , 在 h_2 处的交角为 θ_2 , 由图 4 - 60 可知:

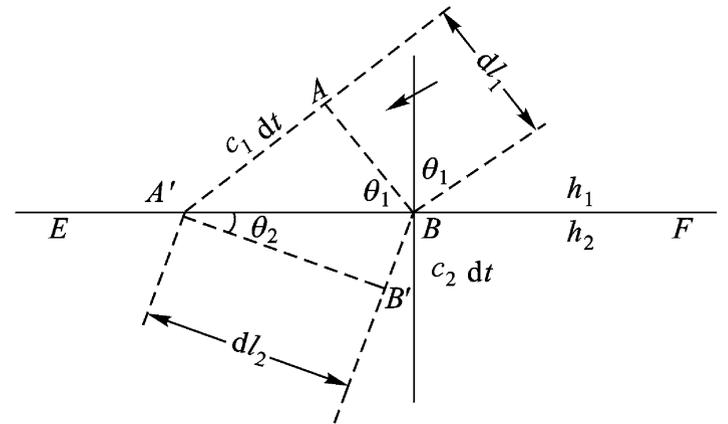


图 4 - 15 海浪的折射

$$\sin \theta_1 = \frac{c_1 dt}{AB}$$

$$\sin \theta_2 = \frac{c_2 dt}{A'B'}$$

$$\frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1} = \frac{c_2}{c_1}$$

$$\sin \theta_2 = \frac{c_2}{c_1} \sin \theta_1$$

(4 - 16)

如 $c_1 = c_2$, 则 $\theta_1 = \theta_2$, 波向不发生变化。现在 $c_1 > c_2$, 所以 $\theta_1 > \theta_2$, 波向发生折射。由此可见, 所谓波浪的折射就是指当波浪传入浅水或近岸区域时, 其波峰线与底部地形的等深线成一偏角 θ 时, 因水深不断变浅, 使波速减慢, 从而波向线将逐渐偏转, 转到接近于与等深线垂直, 最后垂直于岸线(也就是波峰线平行于岸线)的现象叫海浪折射。

对于海岸曲折的地段, 由于折射的结果, 使得突出的海岸(岬)成为波能的辐聚带, 这里的波浪特别大。在图 4 - 16 中, a 处为辐聚, c 处为辐散。

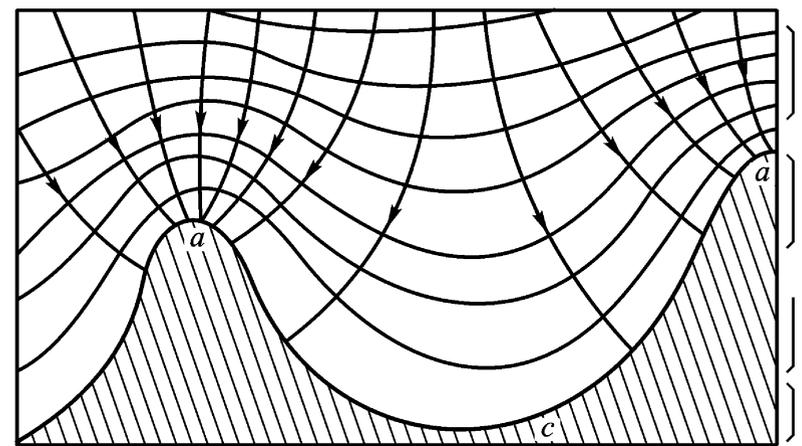


图 4 - 16 海浪的辐聚和辐散

第三节 潮 汐

一、潮汐及其类型

在海边, 每天都可以看到海水的涨退。到了一定时候, 海水退下去, 露出了大片海滩, 人们拣拾着贝类和海藻; 过了一定时候, 海水慢慢上涨, 又淹没了海滩。这种涨退具有非常明显的规律, 有的地方一天涨退一次, 有的地方一天涨退两次。海水这种周期性的涨退现象称为潮汐, 它

包括海面周期性的垂直涨退和海水周期性的水平流动。习惯上将前者称潮汐,后者称为潮流。

(一) 潮汐基本要素

描述潮汐运动的一些术语,称为潮汐要素。图 4 - 17、4 - 18 为潮汐现象及潮汐要素示意图。

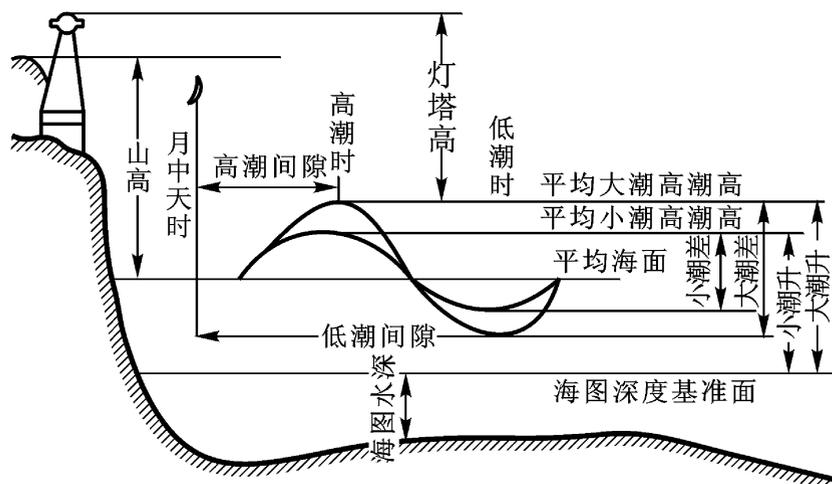


图 4 - 17 潮汐图解

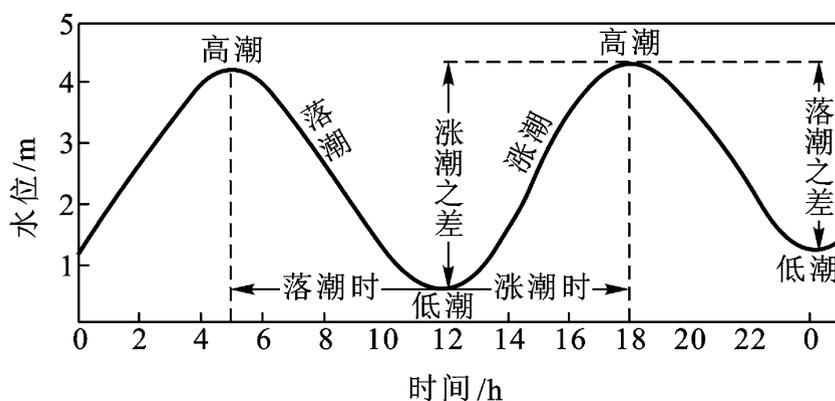


图 4 - 18 潮汐要素示意图

在潮汐涨落的每一周期内,当水位上涨到最高位置时,叫高潮或满潮;当水位下降到最低位置时,叫低潮或干潮。从低潮到高潮过程中,水位逐渐上升,叫涨潮;从高潮到低潮过程中,水位逐渐下降,叫落潮。当潮汐达到高潮或低潮的时候,海面在一段时间内既不上升也不下降,分别叫平潮和停潮。平潮的中间时刻,叫高潮时;停潮的中间时刻,叫低潮时,相邻的高潮与低潮的水位差,叫潮差。由月球的上中天时刻到其后的第一个高潮时和低潮时,分别叫高潮间隙和低潮间隙,两者合称为月潮间隙。

(二) 潮汐类型

潮汐的涨退现象是因时因地而异的,但从涨退周期来说,可分为 4 种类型:

1. 半日潮 在一个太阴日(24 小时 50 分)内,有两次高潮和两次低潮,而且两相邻高潮或低潮的潮高几乎相等,涨落潮时也几乎相等,这样的潮汐称为半日潮(图 4 - 19)。

2. 全日潮 半个月内,有连续 7 天以上在一个太阴日内,只有一次高潮和一次低潮,这样的潮汐称为全日潮(图 4 - 20)。其中北部湾是世界上最典型的全日潮海区之一。

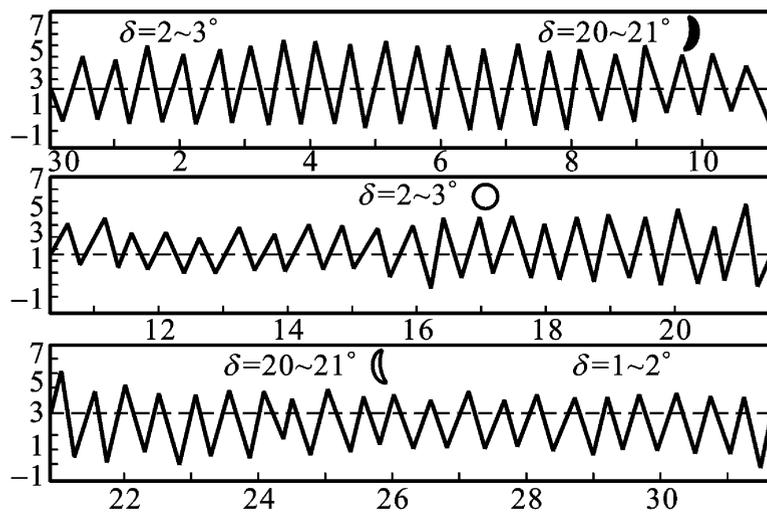


图 4 - 19 杭州湾缝浦半日潮曲线

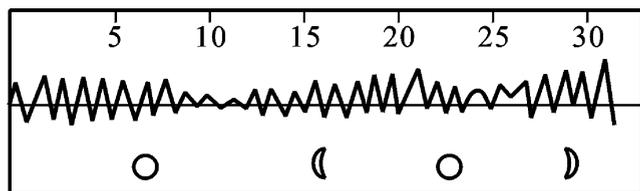


图 4 - 20 南海红岛日潮曲线

3. 不正规半日潮 在一个太阴日内, 也有两次高潮和两次低潮, 但潮差不等, 涨潮时和落潮时也不等(图 4 - 21)。

4. 不正规全日潮 在半个月内, 较多天数为不规则半日潮, 但有时一天里也发生一次高潮、一次低潮的现象, 但全日潮不超过 7 天(图 4 - 22)。

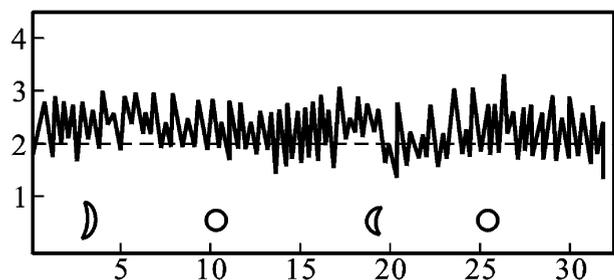


图 4 - 21 浙江镇海不正规半日潮曲线

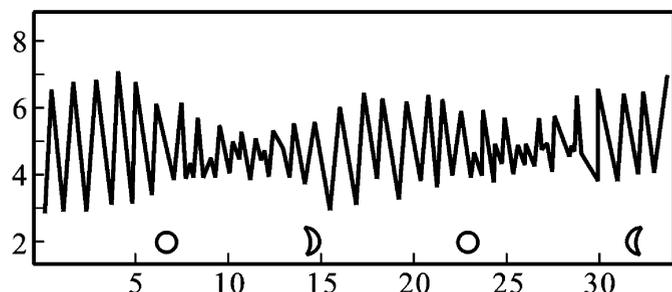


图 4 - 22 马都加岬不正规日潮曲线

二、潮汐的成因

海洋潮汐是由月球和太阳的引潮力引起的。由于它们产生潮汐的过程相似, 故下面只讨论月球的引潮力。就地球而言, 作用其上的力有两个: 一个是月球对地球的吸引力; 一个是地球绕地月公共质心作平动运动时受到的惯性离心力。这两个力是引起潮汐的原动力。

(一) 引潮力

1. 引力的性质 当只考虑月球作用时, 可以把地球和月球看成为一个引力系统。在这个引力系统内, 它们相互地吸引着。为了保持系统的平衡, 作用于地球和月球的力, 其矢量和必须分别为零, 否则这两个天体不是发生碰撞就是互相飞离。

月球对地球上单位质量物体的引力, 根据万有引力定律可知, 它与地、月两球的质量成正比, 与距离的平方成反比。地球上不同地点的水质点所受月球的引力的大小不同, 离月球近的地点受到的引力大; 反之则小。但引力方向均指向月球, 彼此不平行(图 4 - 23)。

若以 M 表示月球质量, 以 E 表示地球质量, R 表示地、月中心距离, 则地球和月球之间的引力为:

$$f = k \frac{M \cdot E}{R^2} \quad (4 - 17)$$

式中, k 为万有引力系数。

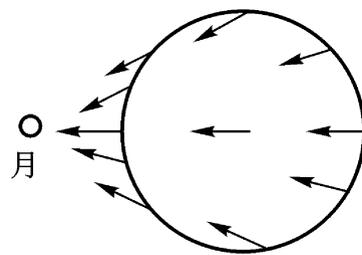


图 4 - 23 月球引力分布图

设月球中心至地球表面任一点 P 的距离为 x , 则地球表面 P 点处, 单位质量的物质所受到的月球引力为:

$$f_P = k \cdot \frac{M \cdot 1}{x^2} = g \cdot \frac{M}{E} \cdot \frac{r^2}{x^2} \quad (4-18)$$

因为: $k = g \frac{r^2}{E}$, r 为地球平均半径; g 为重力加速度。故对地球上各点来说, 引力的大小和方向均不相同, 它的大小取决于该点到月球的距离。

地、月既然相互吸引, 可是月球并没有落到地球上; 地球也不会向月球靠近, 而是各自沿着自己的轨道运动, 这是什么原因呢? 原来还有一个力在起作用, 这个力叫惯性离心力。

2. 惯性离心力的性质

1) 地球绕公共质心的平动运动 一个作平动的物体, 在运动过程中, 该物体上任何两确定点的连线, 必须始终保持平行, 平动不只限于物体作直线运动, 也可以做圆运动。要满足既是圆运动又是平动的重要条件是物体各点不能同时围绕某一点作圆运动, 即各点必须以相同半径围绕各自的中心作圆周运动。图 4-24 有助于我们理解这点, 图中 M 点以 MM' 为半径绕 M 作圆运动时, A 、 B 两点以和 MM' 相同的半径分别绕 A' 和 B' 作圆运动。地月公共质心位置在地球内部, 距地球中心 0.73 倍地球半径处。月球中心以一个月周期绕地月公共质心公转一周时, 为了平衡, 地心也必须以一个月周期绕地月公共质心运动。由此可知, 地心以 $0.73r$ 为半径在作近似的圆运动。根据平动要求, 地球上其它各点也必须以 $0.73r$ 为半径分别绕其各自圆心作圆运动。

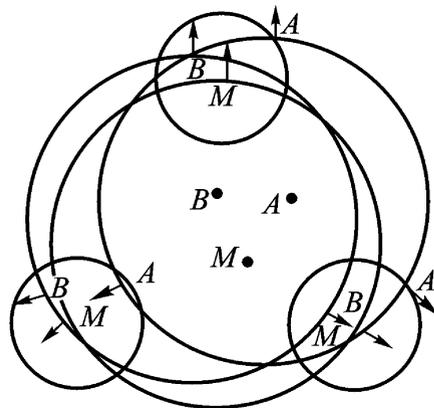


图 4-24 平动所产生的惯性离心力

2) 作用在地球上各点的惯性离心力 依离心力的公式可知, 离心的大小与物体的质量、速度的平方成正比, 与半径成反比。在质量和角速度相等时, 由于地球上各点均作以 $0.73r$ 为半径的圆运动, 因此惯性力的大小必相等。如果地球不作平动, 月球的引力将会把地球吸引过去, 但实际情况并不如此。因此, 可以料想在地心处必存在一个与地球引力大小相等, 方向相反的力, 这就是地心点所受的惯性离心力。如果以 f_E 表示月球对地心单位质量物体的引力, 则:

$$f_E \cdot E = k \frac{M \cdot E}{R^2} \quad (4-19)$$

$$f_E = k \frac{M}{R^2} \quad (4-20)$$

f_E 即是地心点所受的惯性离心力。

由于地月公共质心一定位于地心和月心连线上, 而且地心以 $0.73r$ 为半径绕公共质心作圆周运动, 因此地心所受的惯性离心力的方向是背离月球的, 即与地心点引力方向相反。地球上其它各点在平动时都作同步的圆周运动, 所以各点的惯性离心力均和地心点所受的惯性离心力方向成平行, 而且方向也背离月球(图 4-25)。

图 4 - 26 中, M 、 E 分别为月球和地球中心。地心 E 以 EG 为半径, 以一个月为周期作相对运动, E 点的惯性离心力为 EN 。这时, 地球表面 Z 以 G 为中心, 以 ZG (等于 EG) 为半径, 以一个月为周期作圆周运动, Z 点的惯性离心力为 ZK 。因为 E 点和 Z 点的旋转半径和角速度均相等, 故惯性离心力 EN 和 ZK 大小相等, 方向背离月球, 而且互相平行。地球中心如果移到 E , 这时 Z 移到 Z' , 月球虽然在 M 的方向, 但惯性离心力也相应地改变为 $E'N'$ 和 $E'K'$, 它们仍然是大小相等, 互相平行, 与月球的方向相反。

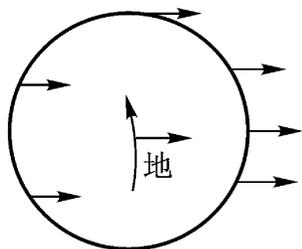


图 4 - 25 惯性离心力分布图

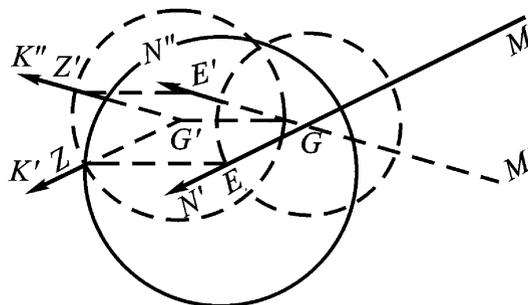


图 4 - 26 地月系统作相对运动时产生的惯性离心力

3. 引潮力的性质 地球各地点的引潮力, 一方面决定于月球和太阳对地球的引力, 另一方面决定于地球绕地月公共质心运动时所产生的惯性离心力。地球上各地点的离心力大小皆相等, 但各地点的引力是不同的, 因此, 各地的引潮力也有差别。如图 4 - 27 所示, 在月球直射点 A , 因距月球最近, 引力最大, 引力大于离心力, 两力合成的结果使海水上涨, 涨潮方向与月球引力方向一致, 故称为顺潮; 在 B 点, 因距离月球最远, 引力最小, 离心力大于引力, 两力合成的结果也使海水上涨, 但涨潮方向与月球引力方向相反, 故称为对潮; 在 C 、 D 两点, 引力和离心力合成的结果, 将产生落潮, 因而形成潮汐椭圆。各点引潮力的大小和方向, 可按下式推求(图 4 - 28)。

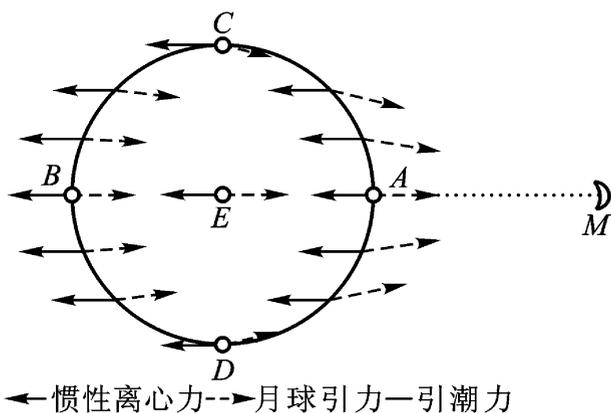


图 4 - 27 月球引力、惯性离心力和引潮力的分布

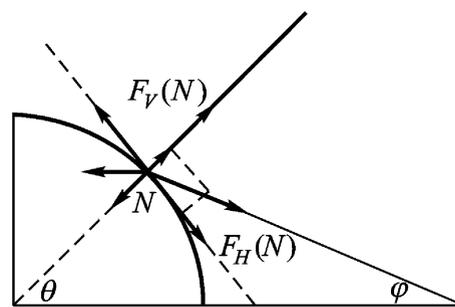


图 4 - 28 引潮力图解

$$(1) A \text{ 点: } F_A = k \frac{M \cdot 1}{(R - r)^2} - k \frac{M \cdot 1}{R^2} = 2k \frac{Mr}{R^3} \quad (4 - 21)$$

$$(2) B \text{ 点: } F_B = k \frac{M \cdot 1}{(R + r)^2} - k \frac{M \cdot 1}{R^2} = -2 \frac{kMr}{R^3} \quad (4 - 22)$$

$$(3) C \text{ 点: 水平分量 } F_{H(C)} = k \frac{M \cdot 1}{L^2} \sin \quad - k \frac{M \cdot 1}{R^2} = 0 \quad (4-23)$$

$$\text{垂直分量 } F_{V(C)} = k \frac{M \cdot 1}{L^2} \cos \quad - 0 = k \frac{Mr}{R^3} \quad (4-24)$$

$$(4) D \text{ 点: } H_{(D)} = 0$$

$$F_{V(D)} = - k \frac{M \cdot r}{R^3}, \quad (4-25)$$

$$(5) \text{ 任意点 } N: H_{(N)} = k \frac{M \cdot 1}{L^2} \sin(\quad + \quad) - k \frac{M \cdot 1}{R^2} \sin \quad (4-26)$$

$$= \frac{3}{2} \frac{kMr}{R^3} \sin 2$$

$$F_{V(N)} = k \frac{M \cdot 1}{L^2} \cos(\quad + \quad) - k \frac{M \cdot 1}{R^2} \cos$$

$$= k \frac{Mr}{R^3} (3 \cos^2 - 1)$$

$$\text{或 } = k \frac{3Mr}{R^3} \cos^2 - \frac{1}{3}$$

$$\text{或 } = \frac{3}{2} \frac{kMr}{R^3} \cos 2 + \frac{1}{3}$$

式中, r 为地球半径; θ 为天顶距。

同理, 也可以写出太阳任一点引潮力:

$$\text{水平分量 } F_{H(N)} = \frac{3}{2} \frac{kSr}{R^3} \sin 2 \quad (4-27)$$

$$\text{垂直分量 } F_{V(N)} = \frac{3}{2} \frac{kSr}{R^3} \cos 2 + \frac{1}{3} \quad (4-28)$$

式中, S 为太阳质量; R 为地心到太阳中心平均距离。

我们可以比较太阳引潮力与月球引潮力大小:

$$\frac{F_v}{F_v} = \frac{M}{S} \frac{R}{R}^3 \quad (4-29)$$

因 $S = 333\,400E$, $R = 23\,484r$, $E = 81.5M$, $R = 60.3r$, 所以

$$F_v = 2.17F_v \quad (4-30)$$

就是说, 月球的引潮力是太阳引潮力的 2.17 倍。因此在近似地讨论潮汐现象时, 仅用月球引潮力, 而忽略太阳引潮力。

由上式可知, 引潮力的大小与天体的质量成正比, 与地球和天体间距离的三次方成反比。一般说来, 地球表面各点所受引潮力大小不同, 但对同一天体来说, 在上中天或下中天时刻地球潮汐现象有近似对称性。

从海水运动观点来说, 垂直引潮力仅减轻海水的重量, 因而引起海水运动的主要原因是水平引潮力。图 4-29 是月球位于天球赤道上时, 地面上各点水平引潮力的分布。

在引潮力作用下,如何产生潮汐呢?这一问题,现在有两种理论,即平衡潮理论和动力理论。

(二) 平衡潮理论(静力学理论)

平衡潮理论系由牛顿 1687 年首创,它假定:地球完全被等深的海水覆盖,海底平坦;海水没有惯性;忽略地转偏向力和摩擦力。在这些假定下,某一时刻引潮力,在压强梯度力和重力平衡时,海面保持稳定状态所求得的潮汐,即为平衡潮。

在没有引潮力作用时,重力与压强梯度力相平衡,海面为一圆球形状,海水深度处处相等,处于相对静止状态,所以没有潮汐涨退。当考虑引潮力作用时,此时需要引潮力、压强梯度力和重力 3 个力相平衡,才能使海面保持稳定,而这只有当海面重新调整,使它与引潮力和重力相垂直时,这才有可能。这样一来,海面将会发生变形。因此,只有在和月球距离最近和最远两点上的海面稍稍升高,而在两点中间地方的海面稍稍低落时,海面才能重新达到稳定(图 4 - 30)。由于引潮力的作用,使原来球形海面(图中用虚线表示)变为椭球形,由于这一变形结果,一些地方的海面比原来高,而另一些地方的海面又较原来海面低,形成所谓“潮汐椭圆”。由于地球自转,一固定地点的海面便将发生周期性的涨退,形成潮汐。

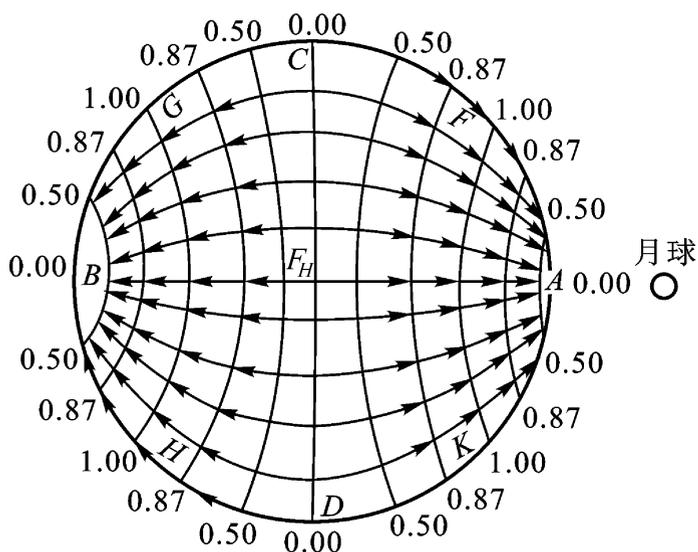


图 4 - 29 水平引潮力分布图

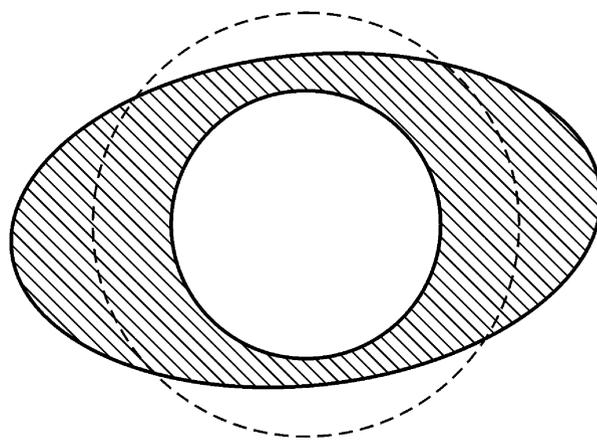


图 4 - 30 平衡潮力的平衡

牛顿的平衡潮理论可以近似地解释一些潮汐现象和推断未来潮汐。但是,实际上海洋中潮汐现象是极其复杂的,平衡潮理论往往与实际情况不符:它完全没有考虑到海水运动。在自然条件下,月球赤纬改变时,海水必将产生运动;根据平衡潮理论计算的最大潮差为 78 厘米,这与大洋的“实际潮差”相近,但与浅海的潮差相差很大,浅海区的潮差有时可达几米,甚至几十米;平衡潮理论认为赤道上不会出现全日潮,低纬地区以半日潮占优势。事实上,许多位于赤道与低纬区的港口,也有全日潮出现;平衡潮理论不能解释潮流这一重要现象。

(三) 潮汐的动力理论

拉普拉斯于 1775 年提出了动力理论,他认为:对于海水运动来说,只有水平引潮力才有重要性,而垂直引潮力所产生的作用只使重力加速度产生极微小的变化,故不重要。潮汐是在月球和太阳水平引潮力作用下的一种潮波运动,即潮汐现象是一种波动。大洋海水受到水平引潮力场的作用(图 4 - 29)将发生流动,某处因水体的堆积而使海面上升,某处因水体流失而使水

面下降, 这样一来, 便在理想的“地球”上, 形成了水波, 其最高处为波峰, 当波峰到达时, 便形成高潮; 最低处为波谷, 而当波谷到达时发生低潮。因为它是引潮力场所产生的, 所以叫做“潮波”。动力理论消除了静力理论的主要缺点, 即关于海洋表面在引潮力和重力作用下处于静止状态这一假设。对于潮波运动的作用, 除引潮力外, 还有地转偏向力和摩擦力。这是一种当运动发生以后才存在的力, 运动一旦停止, 这两个力也就消失了。因此, 研究潮波在海洋中的运动, 应特别考虑地转偏向力及其与海底的摩擦力(这在浅海更为重要), 才能与实际情况相符。拉普拉斯研究了被海水所覆盖的地球面上的海水, 在引潮力、压力和地转偏向力作用下潮波的运动。在求解时, 分别考虑了长周期、半日和全日周期潮三种类型的潮波运动情况。拉普拉斯在研究过程中, 仍然存在略去摩擦力和不考虑地形两个缺点。但是他建立的将潮汐看作强迫振动的潮汐运动方程组, 至今仍是研究潮汐的理论基础。拉普拉斯动力理论没有考虑边界问题。

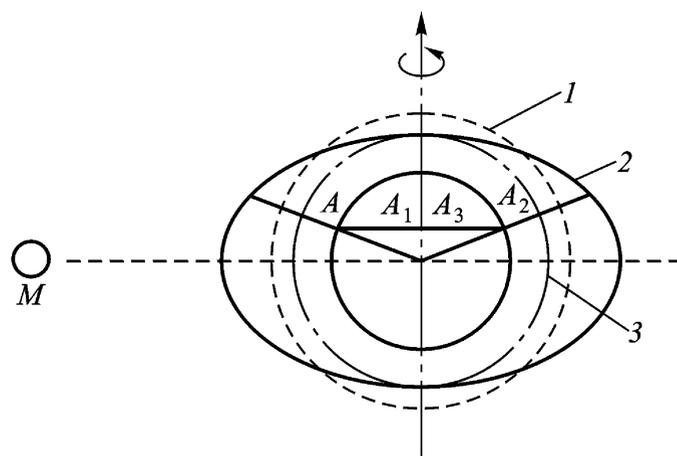
三、潮汐的变化

(一) 潮汐周期现象

根据平衡潮理论, 在引潮力作用下, 海面呈椭圆球状, 形成潮汐椭球。由潮汐椭球的概念, 解释几种潮汐的周期现象。

1. 潮汐的日变

1) 半日周期潮 当月球赤纬为零时, 即月球在赤道上空, 地球各点的海面, 在一个太阴日内, 将发生两次高潮和两次低潮。两次高潮的时间间隔为 12 时 25 分, 涨、落潮时间各为 6 小时 12.5 分, 而且潮差相等(图 4-31)。当月球在 A 点上中天时, A 点发生第一次高潮; 当 A 点处于 A_1 点时, 发生第一次低潮; 处于 A_2 点时, 出现第二次高潮; 到 A_3 点时, 又出现低潮, 因此形成典型的半日潮。潮汐高度有从赤道向两极递减的趋势, 并以赤道相对称, 因此称为赤道潮或分点潮。



1. 原水面 2. 潮汐椭球 3. 低潮面

图 4-31 半日周期潮

2) 日周期潮 当月球赤纬不等于零时, 地球上各点的潮汐类型和潮差显著不同(图 4-32 4-33)。当月球位于 Z 点的上中天和 Z_2 点的下中天时, 在 Z 和 Z_2 点将同时发生高潮, 但高度不等, Z 点的高潮要比 Z_2 点的高潮要高, 因此 Z 点为高高潮, Z_2 点为低高潮。当月球在 Z_2 点上中天时, Z 和 Z_2 点发生第二次高潮, 但 Z 点为低高潮, Z_2 点为高高潮。同理, 在一个太阴日内两次低潮的潮高也不相等, 形成低低潮和高低潮。相邻两次高(低)潮高度不等的现象, 叫做潮高周日不等和潮时周日不等, 统称为潮汐周日不等。当月球赤纬增大到回归线附近时, 潮汐周日不等现象最显著, 这时的潮汐称为回归潮。

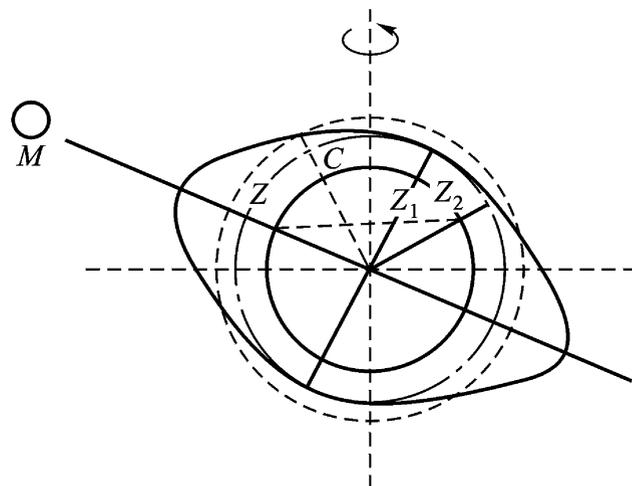
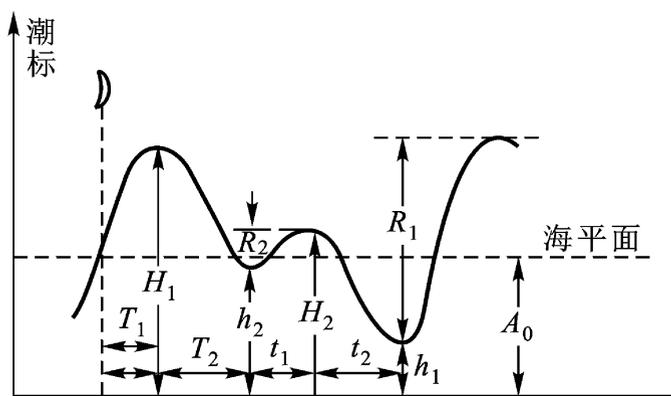


图 4-32 日潮不等和日周期潮

在高纬地带,在南、北极范围内,一个太阴日里,只有一次涨潮和一次落潮,形成全日潮。

2. 潮汐的月变 潮汐的月变有两种:半月周期潮和月周期潮。

1) 半月周期潮 半月周期潮是由月、日、地三者所处位置不同而产生的。当朔、望日(农历初一、十五)时,月、日、地三个天体中心大致位于同一直线上(图4-34),由于月球和太阳的引潮力叠加,因此它们所合成的引潮力在一个月内是最大的,所以潮汐现象特别显著,高潮特高,低潮最低,潮差最大,故称为大潮或朔望潮。当月相处于上、下弦(即初八、二十三)时,月、日、地三者的位置形成直角,月、日的引潮力相互抵消一部分,故这时合成的引潮力最小,形成的高潮不高,低潮不低,潮差最小,所以叫小潮。大潮和小潮变化周期都是半个月。



H_1 高高潮 H_2 低高潮 T_1 高潮间隙
 T_2 低潮间隙 h_1 低低潮 h_2 高低潮
 t_1 涨潮时 t_2 退潮时 A_0 平均海面
 R_1, R_2 潮差

图4-33 日潮不等的潮汐曲线

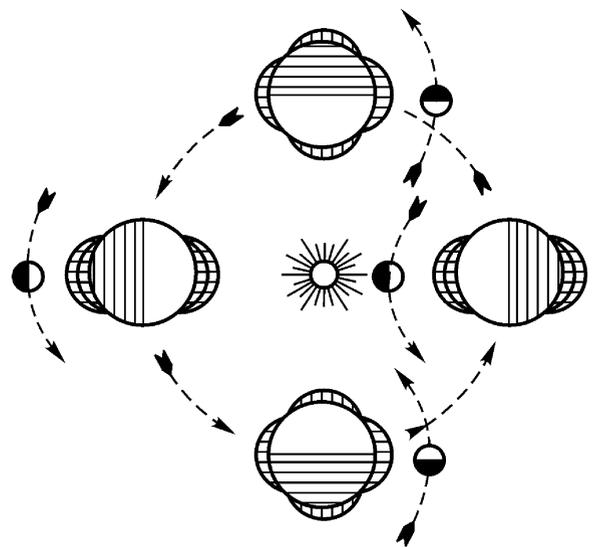


图4-34 大潮与小潮

2) 月周期潮 月周期潮是由于月球绕地球旋转而产生的。当月球运行到近地点时,引潮力要大一些,即离地球最近(约为地球半径的57倍)时的引潮力,比位于远地点,即离地球最远(约为地球半径的63.7倍)时的引潮力大40%。近地点潮汐称为近地潮,远地点潮汐称为远地潮。

3. 潮汐的年变和多年变化

1) 年周期潮 地球绕太阳公转,当地球运行到近日点时所产生的潮汐,要比地球运行到远日点时所产生的潮汐大,约大10%左右。近日点潮汐,称近日潮;远日点潮汐,称远日潮。它们的变化周期为一年。

2) 多年周期潮 月球的轨道长轴方向上不断地变化着,近地点也不断的东移,其周期约为8.85年,因此潮汐也有8.85年的长周期变化。由于黄白交点的不断移动,其周期约为18.61年,故潮汐还有18.61年的长周期变化。

(二) 地形对潮汐的影响

以上是仅天文因素对潮汐的变化影响而言,实际上各地的潮汐现象还要受当地的自然地理条件的影响。

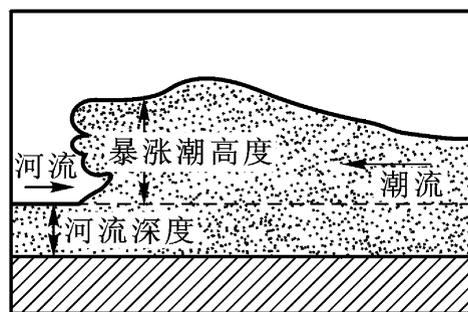
各地海水对天体引潮力的反应,视海区形态而定。天体的引潮力是一种持续作用于海面的外力,它使海水发生振动,但不能按其自周期振动,而只能受引潮力的周期所控制,成为受迫

振动。当受迫振动的周期与海水本身自然振动周期相接近时, 反应就强烈, 它的振动就特别大; 反之, 振动就很小。海水的自然周期与海区形态和深度有密切关系。海区的形态是千变万化的, 各海区具有不同的自然周期, 对天体引潮力的反应也不同。例如, 北部湾潮汐现象, 不仅受北部湾形态影响, 而且还受南海、太平洋、印度洋潮汐影响。此外, 某一海区自然周期与引潮力周期相一致时, 便产生“共振”现象。共振发生时, 潮汐涨落特别明显, 潮差增大。

世界上一些喇叭形河口区, 由于受地形的影响, 常出现涌潮或暴涨潮。涌潮的特点是: 潮波来势迅猛, 潮端陡立, 水花飞溅, 潮流上涌, 声闻数十里, 如万马奔腾, 排山倒海, 异常壮观, 这一奇特景观也叫怒潮。例如, 钱塘江在澉浦以东, 潮波变形尚不显著; 当潮波传至澉浦以西, 由于河槽变窄(图4-35), 河底迅速升高, 大量水体涌入河道, 潮波能量高度集中, 使潮峰传播速度大于潮谷速度, 到大尖山附近, 潮峰追上了潮谷, 潮波前坡壁立(图4-36), 波顶倒卷而破碎, 水位暴涨, 流速迅急, 来势凶猛, 出现汹涌澎湃的涌潮。历史上最大潮差曾达8.93米。



图4-35 杭州湾形势



钱塘大潮

图4-36 钱塘大潮

四、潮流

潮流是海水在天体引潮力作用下所形成的周期性水平运动, 它和潮汐现象是同时产生的。因此, 凡有潮汐的海区, 就必有相应的潮流, 而且他们的周期又是相同的。随着涨潮而产生的潮流, 称涨潮流; 随着落潮而产生的潮流, 称落潮流; 当高潮或低潮时, 各有一段时间潮流速度非常缓慢, 接近于停止状态, 称为憩流。

海洋中的潮流受海洋地理环境影响而有差异, 在大洋中部潮流不显著, 流速小; 浅海区潮流较显著, 潮速较大; 海峡、海湾入口处潮流最明显, 潮速最大。最大潮速可达10海里/时以上, 形成海水强度扰动, 并可产生大小不等的漩涡。

潮流的运动形式有旋转流(回转流)和往复流两种。

(一) 旋转流

凡在江河入海的外海或广阔的海区, 一般都有旋转式潮流发生。旋转流的产生主要是受潮波的干涉和地转偏向力作用的结果。在北半球受地转偏向力影响, 旋转方向成顺时针; 在南半球相反。旋转次数由潮汐类型来确定, 半日周期潮流在一个太阴日内回转两次; 全日潮流则回转一次。旋转流的流速也在不断变化, 从最小流速变为最大流速, 再从最大流速变为最小流速。

如将测得的流速值以中心矢量图表示出来, 连接矢端的曲线成椭圆形, 因此称为潮流椭圆。椭圆的长轴表示最大流速, 短轴表示最小流速(图 4 - 37, 4 - 38)。

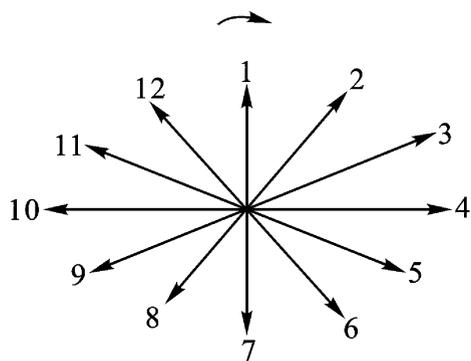


图 4 - 37 半日周期的旋转流

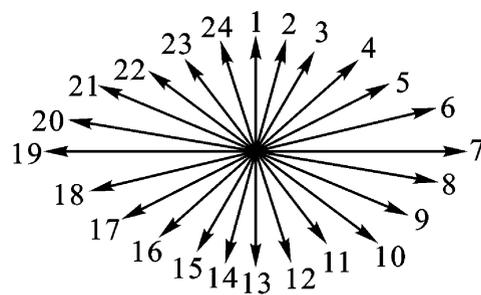


图 4 - 38 日周期的旋转流

旋转潮流无憩流现象发生, 当流速最大时为最强流速, 当流速最小时为最弱流速。其潮流日与潮汐日相同。旋转流与潮汐一样, 随月球的相角、距离及赤纬不同而逐日改变, 当朔、望及近地点时, 流速增大, 当上、下弦及远地点时, 流速减小; 当太阴赤纬最大时, 潮流的日潮不等现象较显著, 即早晚两个潮流椭圆不相吻合, 相当悬殊, 当太阴赤纬为零时, 早晚两潮流椭圆相等。

(二) 往复流

一般在海峡、港湾入口或江河海口, 潮流受到海洋宽度的限制, 经常作直线式的往复流动, 称为往复流。潮流在航道上, 即较深的水道上也常呈往复流。

往复流的性质常与潮汐的性质相一致, 分半日周期往复流、日周期往复流和混合周期往复流。半日周期往复流是于一日内发生两次最强涨潮流速和两次最弱退潮流速(图 4 - 39), 日周期往复流是一日内发生一次最强涨潮流速和一次最弱退潮流速(图 4 - 40); 混合周期往复流是于一日内最强涨退潮流各发生两次, 但上、下午两者强度相差悬殊。

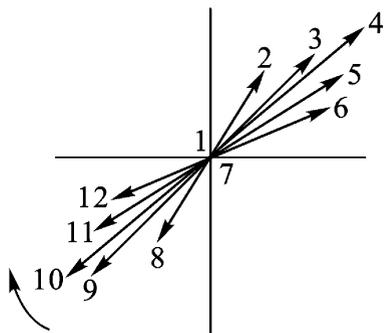


图 4 - 39 半日周期的往复流

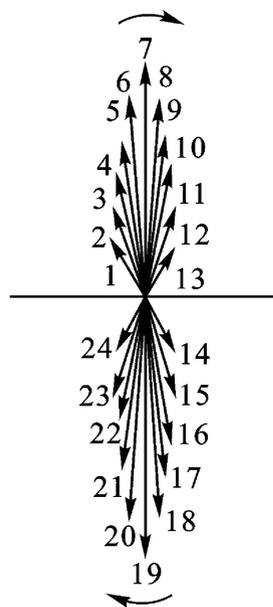


图 4 - 40 日周期的往复流

凡半日周期潮显著地方, 当地的往复流以半日周期为显著, 其他为日周期往复流和混合周期往复流也是一样。这类潮流的运动过程有最大流速、最小流速和憩流三个阶段。

第四节 洋 流

一、洋流的成因及类型

(一) 洋流及其分类

1. 洋流的概念 洋流即海流,是指海洋中具有相对稳定的流速和流向的海水,从一个海区水平地或垂直地向另一海区大规模的非周期性的运动。

洋流具有非常大的规模,如湾流,它的流量相当于世界陆地总径流量 20 余倍。所以洋流是促成不同海区间进行大规模水量交换的主要因子。伴随着大规模的水量交换,还有热量交换、盐分交换和溶解气体交换等。所以洋流对气候、海洋生物、海洋沉积、海上交通,以及海洋环境等方面都有巨大影响。

2. 洋流的分类 洋流按成因可分 3 类: 风海流:是在风力作用下形成的; 密度流:是由于海水密度分布不均匀引起的,当摩擦力可以忽略不计时,密度流又称地转流或梯度流; 补偿流:是由于海水从一个海区大量流出,而另一个海区海水流来补充而形成的。补偿流可以在水平方向上发生,也可在垂直方向上发生。垂直方向的补偿流又可分为上升流和下降流。

洋流按本身与周围海水温度的差异又可分为暖流和寒流两类。暖流是指本身水温较周围海水温度高;寒流则相反。

洋流按其流经的地理位置又可分为赤道流、大洋流、极地流及沿岸流等。

在生产实践中,有时把海岸带的海流分为潮流和余流两种。在海岸带实测到的海流通常是潮流、风海流、地转流等叠加的合成海流,这种合成海流可分解为:周期性海流—潮流和非周期性海流—余流。实际上,仅由单一原因产生的海流极少,往往是几种原因共同作用的结果,但也有主次之分。如近海以潮流为主,外海以风海流和梯度流为主。

3. 作用于洋流的力 作用于洋流的力主要有风对海水的应力和海水的压强梯度力。在这些力的作用下,当海水运动起来后,还产生一系列派生的力,如摩擦力、地转偏向力和离心力等。

1) 风的应力 风对海水的应力包括两个方面,一是风对海面的摩擦力(切应力),另一是风施加在海浪迎风面上的压力(正压力)。所以,风作用于海面,除形成波浪外,还会产生海水的前进运动,即洋流。

2) 压强梯度力 单位面积所受到的压力称之压强,而流体内部任一点压强,只取决于液柱的自重,而与方向无关,随着海水深度的增加,压强愈来愈大。所谓梯度,是相对空间的变化率。梯度是沿压强变化最大的方向,压强随距离的改变率,其方向指向压力增加的方向。在两个等压面之间,垂直等压面的方向就是压强变化的最大方向,也就是压强梯度的方向。由压强梯度引起的力,叫压强梯度力,它是由压力大的方向指向压力小的方向,即与压强梯度的方向相反,在海洋里,它是指向上的。压强梯度力的方向可以这样来理解,当外加压力增大时,液体受到进一步压缩,处于压缩状态下的流体,能产生向外膨胀的力,这种力可以看成是一种弹性力。在液体中,可以认为是排列得很紧密的液体分子间相互作用的排斥力。

3) 摩擦力 当海水作相对运动时,流速不同的海水之间就会发生动量交换,表现为内切应力的摩擦力。这是海水分子不规则的热运动或海水微团、小块的杂乱运动导致的。其结果是使

流速大的海水减速, 流速小的海水加速, 以致最后使它们的速度趋于均匀化。例如当表层海水具有一定的速度时, 下层海水也将被带动而具有速度, 结果使表层海水速度减小, 下层海水速度增大, 上下层海水速度逐渐趋于均匀化。

4) 地转偏向力 当物体在地球上作相对运动时, 就会受到偏向力的作用, 其性质与惯性力类同。地转偏向力在北半球偏右, 与流速方向垂直。对于单位质量的物体, 其量值如下式:

$$f = 2 \sin \varphi v \quad (4 - 31)$$

式中, f 为单位质量物体所受到的地转偏向力; ω 为地球自转角速度; φ 为地理纬度; v 为物体的运动速度。

地转偏向力的量值极小, 因此在大多数情况下, 由于作用于物体上的力远较地转偏向力大, 故可略去不计, 这就是将地球近似看成惯性系的原因。但在讨论大气和海水运动时, 却不能略去。这是因为作用于大气和海水的其他力也很小, 如海洋里等压面倾斜的坡度, 一般很少有大于 1.05×10^{-5} 者, 即在 1 000 米的水平距离内, 海面仅上升或下降 1 厘米左右, 而使海水运动的重力在等压面上的分力为 $g \sin \alpha$ (图 4 - 41)。由于等压面相对于水平面的倾角 α 很小, 所以这个分力的数值也很小。计算表明, 它与地转偏向力同阶。另外, 由于海水流经距离很长, 受力作用时间也很长, 所以地转偏向力对洋流有很大影响。

(二) 洋流的成因类型

1. 风海流(漂流、吹流) 风海流是海水在风的切应力作用下形成的水平运动。大量的海洋调查发现, 海流流向和盛行风向间有一定的偏角。本世纪初由瑞典学者埃克曼创立的漂流理论, 相当成功地解释了风海流现象。风海流可分深风海流和浅风海流两类。

1) 风海流理论的基本假定 假定海区远离大陆, 海深无限, 面积广大, 海水运动不受海底和海岸的影响; 水面水平, 海水密度分布均匀; 作用于海面的风是定向恒速的。

风通过摩擦将一部分动量传给海水, 使表层海水流动。由于地转偏向力(科氏力)的作用, 使海水流向在北半球偏于风向的右侧(图 4 - 42)。借助海水的内摩擦, 表层海水又带动下层海

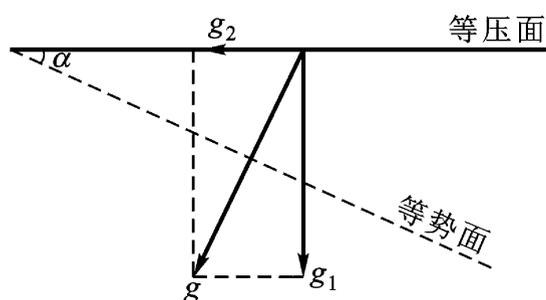


图 4 - 41 重力分解示意图

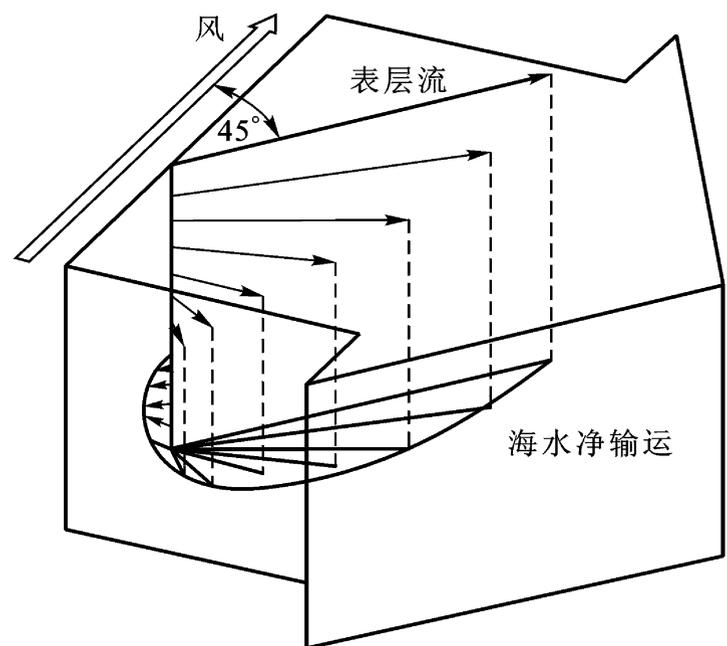


图 4 - 42 风引起的海水运动

水流动, 地转偏向力的作用会使每一层水的流向偏于上一个水层流向的右侧。在摩擦转动过程中, 能量不断消耗, 直到海面以下某深度处, 能量消耗殆尽。经过长时间的定向恒速风的作用,

各层海水的流动便趋于定向、匀速状态。这就是风海流发生的物理机制。

2) 风海流理论的几点结论

风海流强度与风的切应力大小有密切的关系。切应力(τ_a)可用下式表示:

$$\tau_a = c \cdot \rho_a \cdot W^2 \quad 0.02W^2 \quad (4-32)$$

式中, c 为系数, ρ_a 为空气密度, W 为风速。

由(4-31)式可知, 风的切应力大小与风速的平方成正比。

受地转偏向力的影响, 表面流向偏开风向 45° 左右(北半球右偏, 南半球左偏)。不同海区这一偏角稍有差别(表 4-9), 并随水深的增加呈线性加大, 直到某一深处, 流向与表层流向相反, 这一深度称为摩擦深度。通常将摩擦深度作为风海流所能达到的下限, 一般为 100—300 米。摩擦深度(D_a)可按经验公式计算:

表 4-9 不同海区风海流流向偏角

纬度 (度)	经度 (度)	观测次数	平均偏向角(度)
47—53	10—30	632	41
30—40	40—110	625	32
20—30	100—170	469	35
10—20	90—110	200	44

$$D_a = 7.6 \frac{W}{\sin \phi} \quad (4-33)$$

式中, W 为风速(米/秒); ϕ 为地理纬度。

风海流表层流速最大。埃克曼根据大量观测资料, 求出风海流表层流速(v_0)与风速的经验关系式:

$$v_0 = 0.0127 \frac{W}{\sin \phi} \quad (4-34)$$

式中符号与(4-33)相同。

由海面向下, 流速按指数律减小, 可用下式表达:

$$v_h = v_0 e^{-\frac{h}{D_a}} \quad (4-35)$$

式中, v_h 为某一水深 h 处的流速(厘米/秒), h 为水深(米)。

当 $h = D_a$ 时, 上式可写成:

$$v_h = v_0 e^{-1} = 0.043 v_0 \quad (4-36)$$

即水深等于摩擦深度时, 其流速只有表面流速的 4.3% 左右, 可见摩擦深度上流速很小。当超过摩擦深度时, 风海流即可认为不存在。

从海面向下到摩擦深度 D_a 的范围内, 风海流的垂直分布模式如图 4-42 所示。箭头表示不同深度上的流速和流向, 联结各箭矢在平面上投影端点而构成的曲线称为埃克曼螺线。

理论计算表明, 风海流水体输送方向偏于风向右侧(北半球), 与风向的夹角为 90° 。这是由于在摩擦深度内, 海水内摩擦力的合力为零, 又不考虑海底的摩擦, 海流是在风切应力和地转偏向力相平衡时的稳定流动。因此, 风海流水体输送方向与风向的夹角应是 90° 。

上面讨论的是水深无限时的风海流。实际上海水的深度总是有限的。一般认为, 当海

水深度与摩擦深度的比值(h/D_a)大于或等于2时,即可以不考虑海底摩擦的影响,按深海风海流处理。而当 h/D_a 小于2时,海底摩擦的影响不容忽视,此时发生的风海流称为浅海风海流。

浅海风海流因海水浅,受海底摩擦阻力影响,使浅海风海流表层流向与风向偏角变小,流向随水深增加变化缓慢。当水深 $h=0.1D_a$ 时,洋流流向在整个水深上与风向一致;当水深 $h=0.5D_a$ 时,偏角增大到 45° ;以后随水深的增加,偏角几乎不变;水深越浅,偏离的角度越小。浅海风海流的水体输送方向也偏离风向的右侧(北半球),但偏离的角度小于 90° 。

3) 风海流的负效应 风海流作用包括两方面,一方面,风的切应力直接导致了一支深度不大的风海流;另一方面,风海流体积运输又会使海水密度的水平分布发生变化,从而又产生密度流。这种由于风海流的体积运输而导致的海流,叫做风海流的负效应。

海洋中海水密度分布的实际情况是上层海水暖而轻,密度小;下层海水冷而重,密度大。又因为风海流的流速随深度增加以指数规律减小,所以上层流速大,偏转效应也大,下层流速小,偏转效应也小。故表层暖而轻的海水输向右方(北半球),次表层冷而重的海水,由于偏转效应小且受流体连续性原理的约束,必然从左边上升到表层,以补充表层水的右移。海水密度的这一分布特点,将会导致一支与风向一致的密度流。

在北半球稳定的反气旋控制的海区内,风围绕反气旋中心作顺时针方向流动。因此,由风引起海水体积运输,是趋向反气旋中心。这样造成较轻的表层海水,在反气旋中心发生堆积而下沉,形成下降流。而在反气旋周围,次表层较冷的海水就会上升到表层,以补偿表层水的损失。这样,反气旋中心的海水暖而轻,密度小;反气旋周围的海水冷而重,密度大。海水密度在水平方向的这种不均匀分布,将产生一支与风向一致的表面环流,叫反气旋大洋环流。同理,在气旋控制的海区里,风围绕着气旋中心作逆时针方向流动,由风引起的海水体积运输是向外的,结果在气旋中心,表层较轻的海水被输向气旋边缘海区,次表层较重海水,便上升到海面。这种密度分布特点,同样要产生与风向一致的海流,叫气旋型大洋环流。由于表层海水向外辐散,在气旋中心就会产生上升流。可以想象,在大型反气旋型或气旋型水平环流之中还叠置有垂直方向的环流。

在海岸附近,情况要复杂一些。例如,北半球大洋东岸附近某一海区,当平行于海岸的风从南面吹来时,首先在海洋表面引起风海流,其作用深度也就是风海流的摩擦深度。风海流体积运输,将导致表层海水在沿岸附近堆积,其结果,一方面将导致沿岸附近产生下降流;另一方面,也会使海岸附近的海面(等压面)稍稍上升,等压面相对水平面发生倾斜,从而会产生一支与风方向一致的海流。由于等压面的倾斜,是由风引起增水导致的,所以等压面倾角上下一致,即这种海流具有倾斜流的性质。由此可见,风的切应力不仅产生一支纯粹的风海流,而且还形成一支与风向一致的倾斜流。同理,平行海岸的风,从北方吹来时,会在海岸附近形成风海流、倾斜流和上升流(图4-43a形成是上升流;图4-43b形成是下降流)。

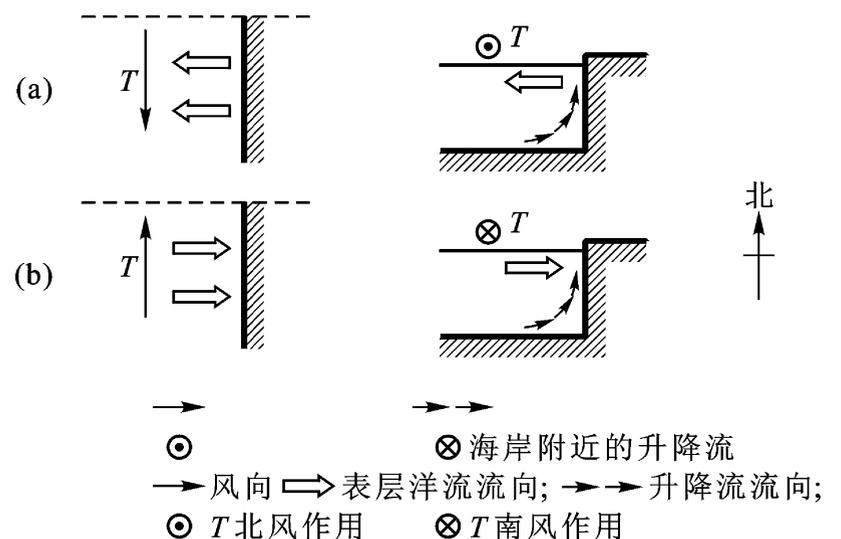


图 4 - 43 海岸附近的升降流

上升流是深层水被带到表层的过程。其重要性远远超过了它的物理意义, 因为深层水能把大量的营养物质带到表层, 并为浮游生物所吸收。因此, 在世界上, 上升流区总是生物量最富饶的区域。在中纬度大洋东侧, 如秘鲁、加利福尼亚沿岸、西南非洲和北非西岸, 以及南大洋和白令海, 上升流达到相当大的规模。据调查, 上升流海域只占海洋面积的 0.1%, 但渔获量却占全世界的 50%。

2. 梯度流(地转流) 为了说明梯度流产生的原因, 需介绍等压面和水平面的概念。所谓等压面, 是一个假想的面, 沿着这个面, 流体所承受的压力处处相等。海面可以近似地看作是等压面。假定在海洋中选取两个等压面 P_1 和 P_2 (图 4-44), 若 $P_1 = 0$, 则在等压面 P_2 上, 单位面积所承受的水柱重量为:

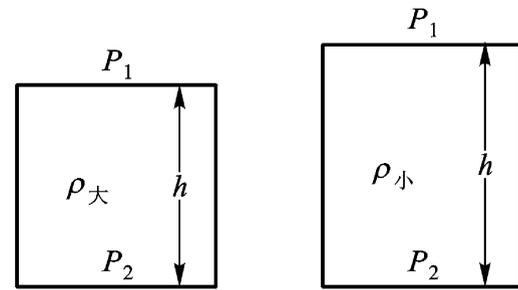


图 4-44 等压面间距与其密度关系示意图

$$P_2 = \frac{mg}{s} \quad (4-37)$$

式中, m 为两个等压面之间海水的质量; s 为等压面的横截面积。其中:

$$m = hs \quad (4-38)$$

式中, ρ 为两等压面之间海水的平均密度; h 为两等压面之间的垂直距离。所以

$$P_2 = gh \quad (4-39)$$

若 P_1 不等于 0 时, 则

$$P_2 - P_1 = gh \quad (4-40)$$

所以

$$h = \frac{P_2 - P_1}{g} \quad (4-41)$$

可见, 两个给定等压面之间的距离 h , 与其平均密度成反比, 愈大, 该两个等压面间距愈小, 反之, 则愈大。

水平面也是一个假想面。这个面处处与重力垂直, 这个面没有重力的分量。物体在这个面上的运动, 重力不做功, 即位势相等。所以水平面又叫等势面。由于重力垂直于水平面, 且方向指向下。压强梯度力垂直于等压面, 且方向指向压力减小的方向, 即向上。所以, 当等压面与水平面重合时, 压强梯度力与重力平衡, 如果海水原来是静止的话, 会继续保持静止状态(图 4-45)。

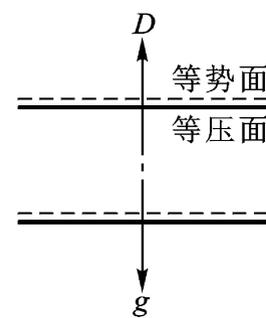


图 4-45 等压面与水平面重合时海水受力情况

当等压面相对水平面发生倾斜时(图 4-46), 由于压强梯度力(D)永远垂直于等压面, 因此, 从水平上看, 可将压强梯度力分解成垂直于水平面的分力 D_1 和平行于水平面的分力 D_2 。垂直分力 D_1 与重力(g)方向相反, 故被重力抵消; 而水平分力 D_2 会促使海水流动。这个压强梯度力的水平分力就是产生梯度流的原动力。若从等压面上分析, 则可以把重力分解成两个分力, 重力的一个分力与等压面垂直, 方向与压强梯度力相反, 因而被抵消; 另一个分力与等压面平

行, 促使海水流动, 即重力在等压面上的水平分力产生海流。这两种分析方法的效果是一样的。

若等压面的倾斜是由于海水密度在水平方向分布的不均匀所引起, 这种海流叫密度流。

为深入了解海水密度分布(即海水质量场)与海水压力分布(即海水的压力场)之间的关系, 可选取一矩形海盆(图 4 - 47), 假定海水的密度在水平方向的分布是均匀的, 即 $\rho_A = \rho_B$,

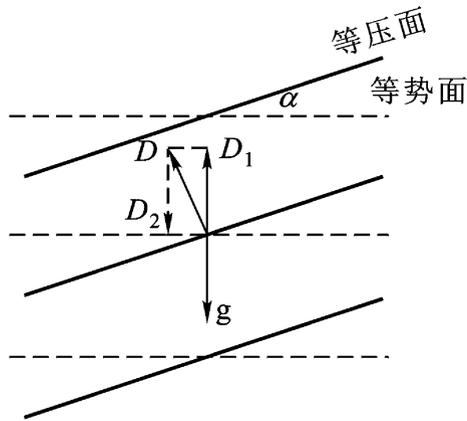


图 4 - 46 等压面相对水平面倾斜时海水受力情况

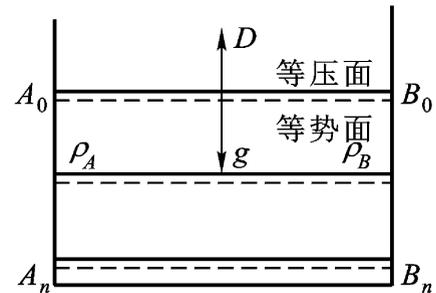


图 4 - 47 密度分布均匀时, 等压面与水平面关系示意图

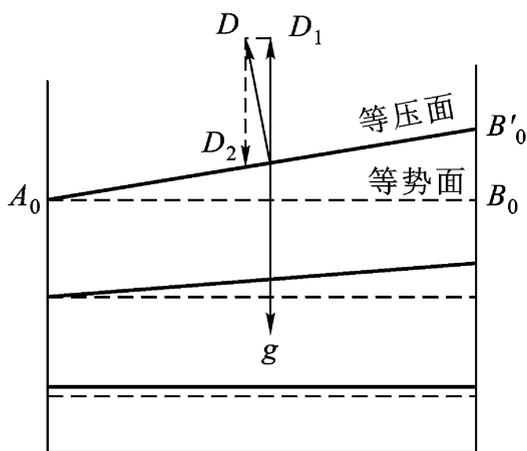


图 4 - 48 密度分布不均匀引起的等压面倾斜

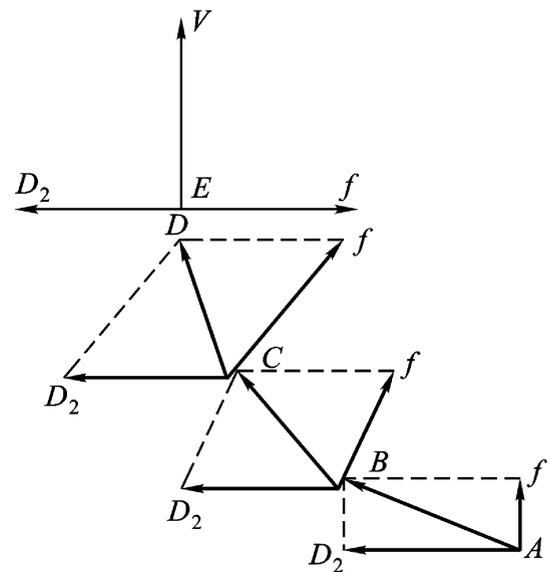


图 4 - 49 梯度流力学平衡过程示意图

若无外界因素影响, 则等压面必然与水平面重合, 压强梯度力(D)与重力(g)平衡, 流体继续保持静止状态。若海盆一侧由于太阳辐射较强, 而增温时, 这一侧的海水就会膨胀, 密度减小(图 4 - 48), 即

$\rho_A < \rho_B$, 因此, 右侧等压面升高, 海面(等压面) A_0B_0 变为 $A_0B'_0$, 等压面相对水平面发生倾斜, 从而在水平面上产生水平压强梯度力 D_2 , 这一力的大小, 取决于等压面倾斜的程度, 若等压面倾角不变, 则水平压强梯度力的大小就不会改变。在这一恒力作用下, 海水获得加速度, 一旦海水开始流动, 地转偏向力就会发生作用(图 4 - 49)。实际上海流就是在 D_2 和地转偏向力 f 的合力作用下加速流动。最后水平压强梯度力与地转偏向力取得平衡, 海水便沿着等压面与水平面的交线作稳定流动(图 4 - 50), 这时的海流就是密度流。

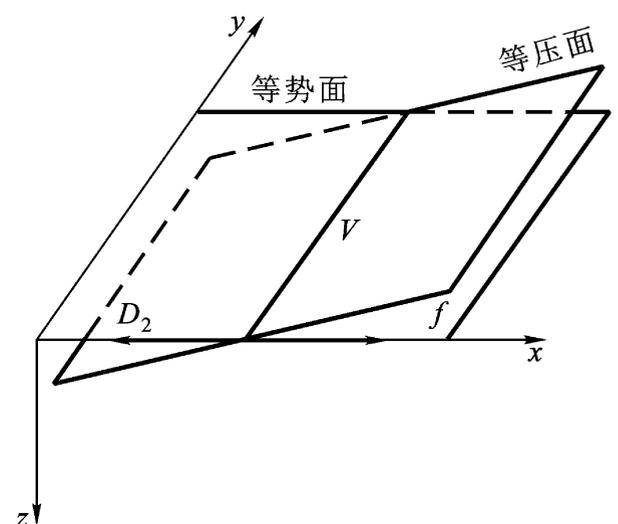


图 4 - 50 北半球水平压强梯度力与地转偏向力平衡时的密度流

密度流的产生有两种：一种是由于海水受热、冷却、蒸发、降水的分布不均匀，使海水的密度分布不均匀而产生流动，此种密度流又被称为热盐环流；另一种是由于不均匀的风作用于海面，一方面产生风海流，另一方面产生垂直环流，进而导致海水密度重新分布，这样也能形成密度流。

海水的密度与温度、盐度关系密切。温度高则密度小，温度低则密度大；盐度高则密度大，盐度低则密度小。在密度小的地方，海面升高；在密度大的地方，海面降低，使原来海平面叠加上一层厚度不等的水层，海平面产生了倾斜，导致海水运动。

3. 补偿流 由于某种原因使海水从一个海区流出，而使另一部分海水流入进行补充，海水的这种运动，叫做补偿流。

补偿流可分两种：一种是水平补偿流；另一种是垂直补偿流（即升降流）。

综上所述，产生洋流的主要原因是风力和密度差。实际洋流总是由几种原因综合作用的结果。

二、大洋环流系统

（一）世界大洋表层环流系统

大气与海洋之间处于相互作用、相互影响、相互制约之中，大气在海洋上获得能量而产生运动，大气运动又驱动着海水，这样多次的动量、能量和物质交换，就制约着大气环流和大洋环流。海面上的气压场和大气环流决定着大洋表层环流系统。

1. 大洋表层环流模式 大洋表层环流与盛行风系相适应，所形成的格局具有以下特点：

- 1) 以南北回归高压带为中心形成反气旋型大洋环流；
- 2) 以北半球中高纬海上低压区为中心形成气旋型大洋环流；
- 3) 南半球中高纬海区没有气旋型大洋环流，而被西风漂流所代替；
- 4) 在南极大陆形成绕极环流；
- 5) 北印度洋形成季风环流区。

2. 世界大洋表层反气旋型大洋环流 反气旋型大洋环流，分布在南北纬 50° 之间（图 4 - 51），并在赤道两侧成非对称出现。

在东南信风和东北信风的西向风应力作用下，形成了南、北赤道洋流（又称信风漂流）。其基本特点：从东向西流动，横贯大洋，宽度约 2 000 公里，厚度约 200 米，表面流速为 20 ~50 厘米/秒，靠近赤道一侧达 50 ~100 厘米/秒，个别海区可达 160 ~200 厘米/秒；由于赤道偏北，所以信风漂流也偏北（但印度洋除外），因此赤道洋流并不与赤道对称。它对南北半球水量交换起着重要作用，特别是大西洋，南大西洋的水可穿过赤道达北纬 10° 以北，并与北大西洋水相混合。

赤道洋流遇大陆后，一部分海水由于信风切应力南北向分速分布不均和补偿作用而折回，便形成了逆赤道流和赤道潜流。逆赤道流与赤道无风带位置相一致，其基本特征是：从西向东流动，一般流速为 40 ~60 厘米/秒，最大流速可达 150 厘米/秒，为高温低盐海水。赤道潜流位于赤道海面以下，流动于南纬 2° 到北纬 2° 之间，轴心位于赤道海面下 100 米处，轴心最大流速约 100 ~500 厘米/秒。在赤道洋流和赤道潜流海区，表层水以下都存在着温度和盐度的跃层。这两支洋流都是暖流性质。

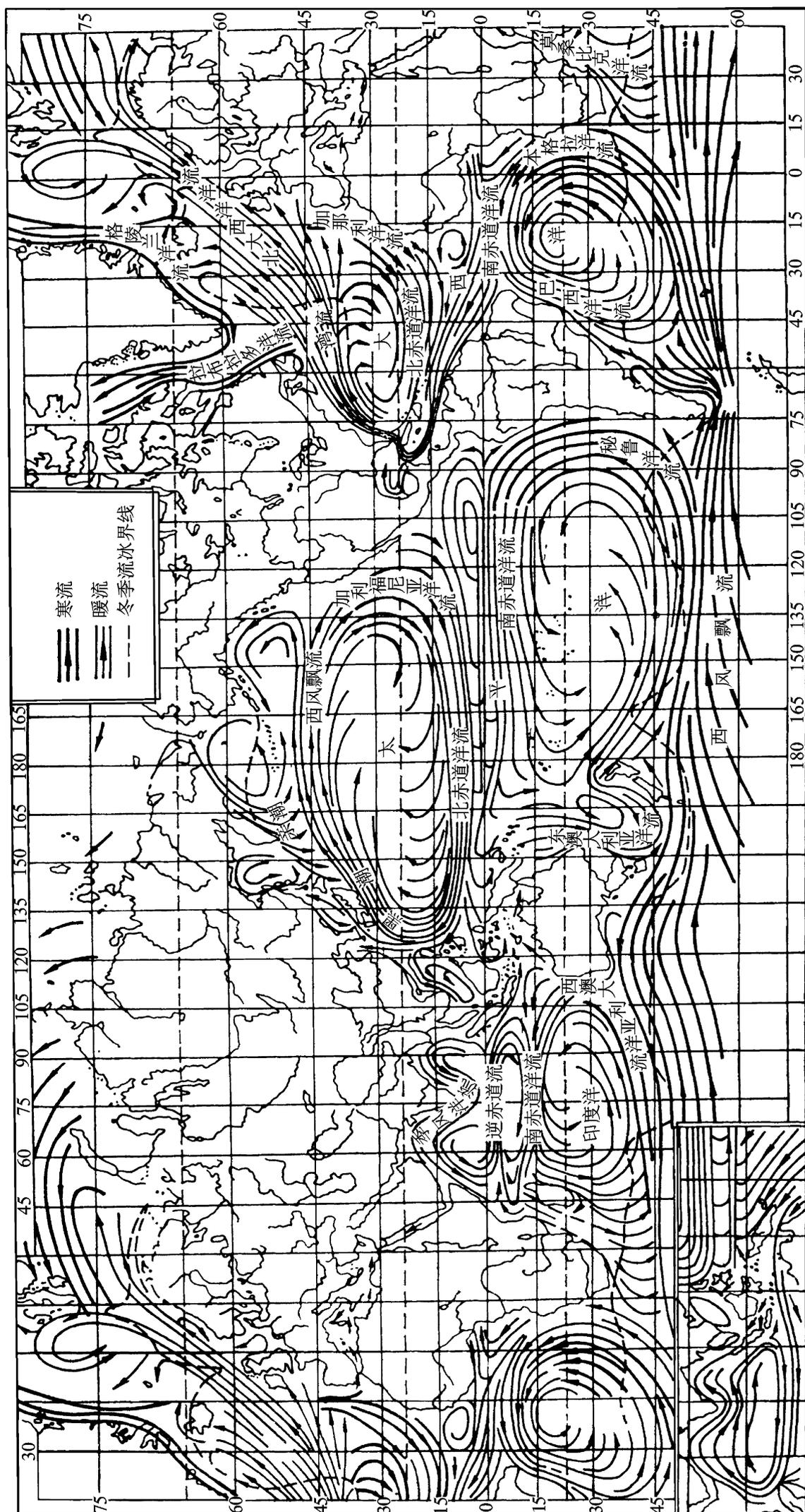


图 4-51 冬季各大洋表层洋流

赤道洋流遇大陆后,另一部分海水向南北分流,在北太平洋形成黑潮;在南太平洋形成东澳大利亚洋流;在北大西洋形成湾流;在南大西洋形成巴西洋流;在南印度洋形成莫桑比克洋流。这些洋流都具有高温、高盐、水色高、透明度大的特点。其中最著名的暖流有黑潮和湾流。这两支洋流西向“强化”明显,流势强大。黑潮起源于吕宋岛以东海区,其水源一部分来自北赤道流,一部分来自北太平洋西部亚热带海水,流经我国台湾一带,东到日本以东与北太平洋西风漂流相接。其主要特点是:在台湾以东黑潮宽度约 150 海里(277.8 千米),平均流幅不到 100 海里(185.2 千米),强流带靠近大陆一侧,表现出洋流西向强化的特点,随水深的增加流轴偏右,其平均厚度约 400 米左右,最大厚度可达 1 000 多米,在主轴右侧有巨大旋涡,黑潮流路如蛇形,在多年内有很大变化;黑潮流速,在我国台湾以东为 50—80 厘米/秒,到琉球以西增到 100—130 厘米/秒,琉球东北表层流速增至 150—200 厘米/秒,流速垂直分布随水深的增加而呈指数律减小,到 600—700 米深处尚有 50—100 厘米/秒较强流速,到 1 000 米深处还有 20—50 厘米/秒的流速,有人认为大约到 2 000—3 000 米深处才没有明显的流动。

北大西洋湾流势力也非常强大,表层水流量达 100×10^6 米³/秒,相当于全球河川径流总量 20 倍以上。

黑潮、东澳大利亚洋流、湾流、巴西洋流、莫桑比克洋流,受地转偏向力的影响,到西风带则转变为西风漂流。西风漂流与寒流之间,形成一洋流辐聚带,叫做海洋极锋带。极锋带两侧海水性质不同,冷而重的海水潜入暖而轻的海水之下,并向低纬流去。南半球因三大洋面积彼此相连,风力强度常达 8 级以上,所以西风漂流得到了充分的发展,从南纬 30°一直扩展到南纬 60°左右,表层水层厚度可达 3 000 米,平均速度为 10—20 厘米/秒,流量 2 亿米³/秒。

西风漂流遇大陆后分成南北两支,向高纬流去的一支成为暖流(北半球);向低纬流去的一支成为寒流,并以补偿流的性质汇入南北赤道流。这样就形成了大洋中的反气旋型环流系统。属于这类寒流的有:北太平洋的加利福尼亚寒流;南太平洋的秘鲁寒流;北大西洋的加那利寒流;南大西洋的本格拉寒流;南印度洋的西澳大利亚寒流等。

3. 世界大洋表层气旋型大洋环流 气旋型大洋环流分布在北纬 45°—70°之间。在大洋东侧,为从西风漂流分出来的暖流,属于这类洋流有:北太平洋阿拉斯加暖流和北大西洋暖流。其表层水一般厚度为 100—150 米。

在大洋西侧为从高纬向中纬流动的寒流,它是极地东北风作用下形成的。属于这类寒流有:北太平洋的亲潮和北大西洋的东格陵兰寒流。其水层厚度可达 150 米,其水文特征是低温、低盐、密度大、含氧量多。

4. 北印度洋季风漂流 3 大洋中惟有北印度洋特殊,在冬、夏季风作用下形成季风漂流。冬季,北印度洋盛行东北季风,形成东北季风漂流;夏季,北印度洋盛行西南季风,形成西南季风漂流(图 4-52)。

5. 南极绕极环流 南极绕极水是世界大洋中唯一环绕地球一周的表层大洋环流(图 4-51、4-53)。它具有许多独特性质,因此有人把它称为“南极洋”、“南极海”。依水温变化规律不同,南极洋可分为两个海区:一是从南极大陆到南极辐聚线间的海区,称为南极海区,其表层水温较低;二是从南极辐聚线到亚热带辐聚线间的海区,称为亚南极海区。

南极表层水形成于高纬海区,在极地东风作用下,形成一个独特的绕极西向环流;但是大部分南极海中仍然以西风漂流为主。南极绕极环流的特点是低温、低盐,冬季大部分水温在冰点

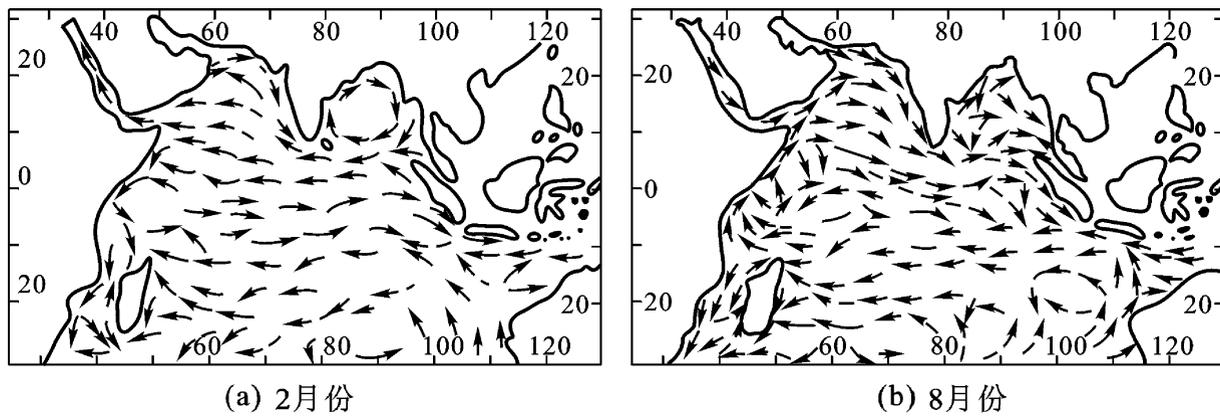


图 4 - 52 北印度洋表层海流

左右, 盐度 $34.0-34.5 \times 10^{-3}$ 。南极绕极环流流量相当于世界大洋中最强大的湾流和黑潮的总和, 但流速仅为其 1/10。

(二) 世界大洋深层环流系统

在大洋深层环流系的垂直结构中, 可分出暖冷两种环流系统和五个基本水层(表层、次层、中层、深层和底层)。

1. 暖水环流系统和冷水环流系统 大洋经向暖水环流分布的范围在南北纬 $40^{\circ}-50^{\circ}$ 之间, 从海洋表面到 600—800 米深。其水文特征: 垂直涡动、对流较发达, 温度、盐度具有时间变化, 受气候影响明显, 水温较高, 所以称为暖水环流。在暖水环流中因有明显的温度、盐度和密度跃层存在, 所以, 暖水环流又可分出表层水和次层水两种。跃层的位置和强度如图 4 - 54。

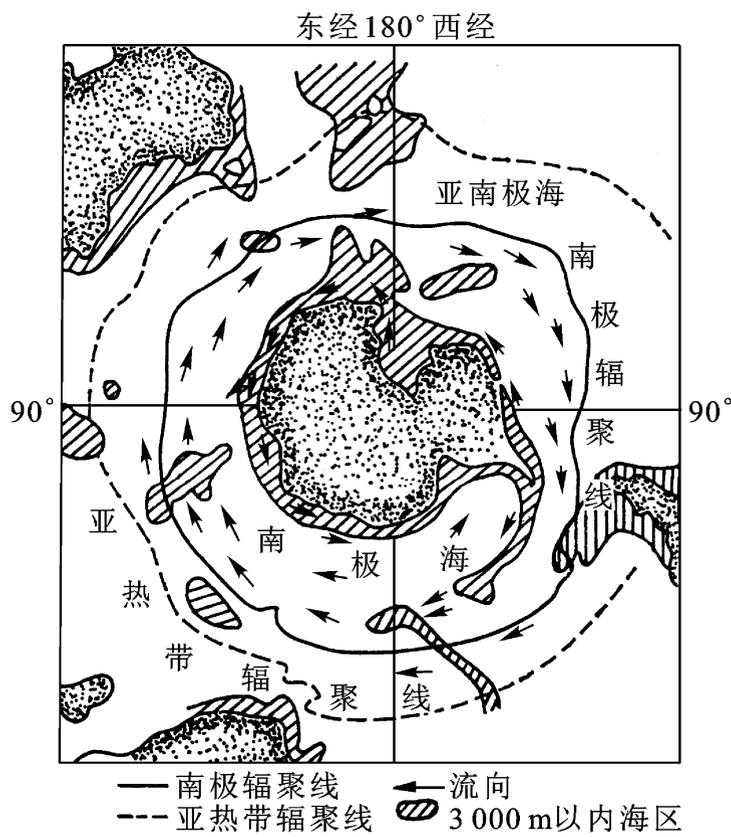


图 4 - 53 南极绕极环流

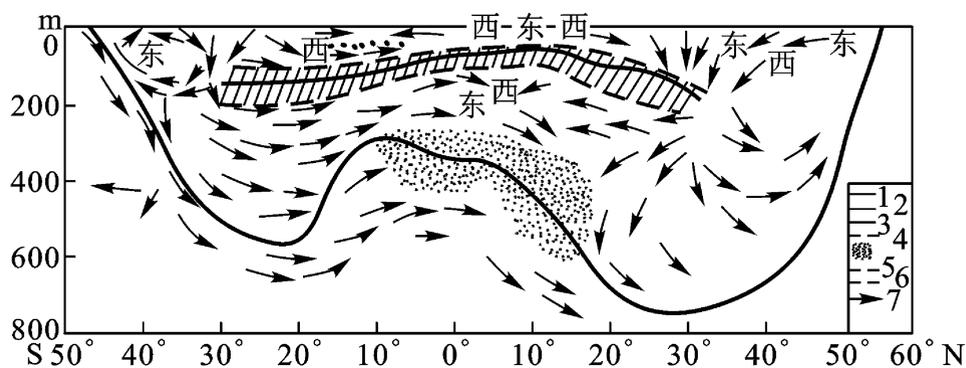
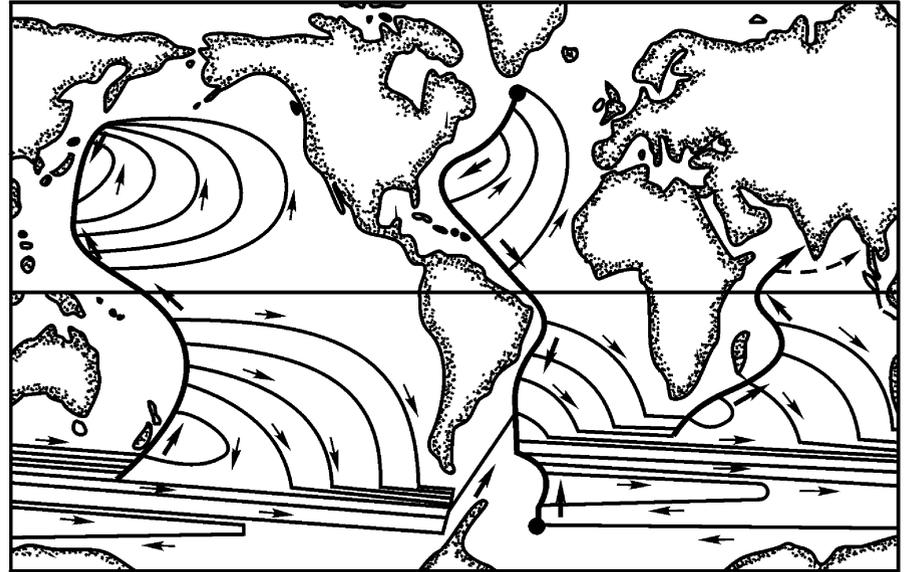


图 4 - 54 大西洋暖水区结构与环流

大洋经向冷水环流全部分布在大洋深处, 从两极大洋表面一直伸展到大洋底部。其水文特征是: 垂直紊动不发达, 洋流主要作缓慢的水平流动。由于它源于高纬海区, 所以水温低、盐度小, 成为冷水环流。在冷水环流中, 依海水运动特征和温度、盐度垂直分布规律的不同, 又可分为中层水、深层水和底层水。

2. 表层水、次层水和中层水的环流 表层水一般达到的深度为 100 ~200 米, 由于大气的直接相互作用, 该层的温度和盐度的季节性变化较大。次层水为表层水以下, 到 300 ~400 米深度(个别海区达 500 ~600 米)。中层水为次层水以下, 到 800 ~1 000 米深度(个别海区可达 1 500 米)。它不受季节性变化影响, 但它同表层一起参与了风产生的表层环流, 通常环流速度随深度增加而减小。

表层水、次层水和中层水的共同特点是: 从大洋表面到 1 000 米深, 都明显地存在着反气旋型环流, 就是由地转偏向力所决定的。从北纬 40 到南纬 50°~60° 之间, 这三层水共同特点是, 温度较高, 盐度较大, 密度较小; 在北纬 40° 以北, 这三层水的特点是, 温度较低, 盐度较小, 密度较大; 在南纬 60° 以南, 其特点是温度最低, 盐度最低, 密度最大。次层水主要是由于亚热带辐合区表层水下沉和冬季对流作用下形成的; 中层水是由亚热带辐合区和高纬表层水下沉混合而成。



→ 水源小于 1 000m 的流向
 → 水源大于 1 000m 的流向
 — 深层流主要循环路径

图 4 - 55 深层环流示意图

3. 深层水的环流 中层水以下, 到 4 000 ~5 000 米深为深层水, 其形成主要是热盐环流。环流形态与以上三层水有显著不同, 成为独立的环流系统(图 4 - 55)。

深层水的运动据计算和新近的直接观测表明, 在整个大洋范围内不是均匀扩展的, 而是如同上层海流一样, 倾向于汇集在大洋盆地的西部。

深层水特征: 中低纬区水温为 1.5 ~3.0 , 盐度为 $34.6 \sim 35.0 \times 10^{-3}$, 密度较小; 高纬区水温低, 盐度小, 密度大; 南北极附近海区, 2 000 米以下水温为 - 0.01 ~1.0 , 盐度小于 35.0×10^{-3} , 密度大。深层水来源于南极底层和格陵兰东南部海区的深层水, 形成了巨大的深层绕球性的纬向环流。在非洲好望角南端和新西兰南端这一环流的一部分水, 分别流入印度洋和太平洋。

4. 底层水的环流 底层水位于深层水之下, 遍布于大洋海底之上。底层水来源于南极大陆和北冰洋附近。

发生在南极海区的底层水, 称为南极底层水。它主要是形成于威德尔海和南极大陆架海区, 其水温低至 - 1.9 , 盐度为 $34.67 \sim 34.69 \times 10^{-3}$, 密度大。所以易下沉形成底层水, 其水量可达 10^7 米³/秒, 然后沿大陆坡流入太平洋、大西洋和印度洋, 并可越过赤道进入北半球, 在大西洋可达北纬 45°; 在印度洋可达孟加拉湾和阿拉伯海; 在太平洋可达阿留申群岛。

北极底层水形成于格陵兰附近的北极海区, 水温在 - 1.4 , 盐度在 $34.62 \sim 34.92 \times 10^{-3}$, 密度也大, 有利于底层水的形成。形成后经冰岛与法罗群岛间的海槛以及丹麦海峡流出, 但因这些海区水深小于 1 000 米, 所以北极底层水不能大量地流入大西洋。

综上所述, 世界大洋环流体系由表层(包括次表层水)环流、中层环流、深层环流和底层环

流所组成。表层环流系统主要是风成环流。中层水、深层水和底层水均为热盐环流。表层水、次层水、中层水、深层水和底层水在其运动过程中,进行着全球性的大量交换与循环,这构成了世界大洋中统一的环流体系。

三、水团

(一) 水团的形成

水团是形成于同一源地(海区),其理化特性和运动状况基本相同的海水。海水就是由性质不同的水团组成的。水团的性质,主要取决于源地所处的地理纬度、地理环境和海水的运动状况,这些外界因素的影响,使水团具备了某种特性、并在一定条件下达到最强,这个过程就是水团的形成。然而,在一定条件下,其特性强度又逐渐降低,这一过程又称水团的变性。导致水团变性有内部因素和外部因素。内部因素主要是由于水团间的热、盐交换;外部因素主要是由于海水与大气间的热交换和外部条件的变化而引起的温度、盐度变化。

(二) 水团的变性

水团按其理化性质的差异,可分为暖水团和冷水团。暖水团是由水温较高、盐度和透明度较大、有机质较少、含氧量较低、养分含量较少的水体构成的;冷水团是由水温较低、盐度和透明度较小、有机质含量较多、含氧量较高、营养成分丰富的水体构成的。水团按理化特性在垂直空间分布的差异,又可分为:表层水团、次表层水团、中层水团、深层水团和底层水团。

在海洋表层,由于长期受到当地的气象状况和海流影响,在一个比较小的范围内,也可以形成水团。但因那里的气象状况和海流性质的变化,使表层水团的特性呈现较大的季节性变化。反之,表层以下的水团,其性质则较为稳定。

水团性质虽较均一,但在空间上也有变化。每个水团都有一部分水体特性最为明显,这一部分水体称为水团的核心。例如,冷水团中,水温分布也不是均匀的,其中水温最低的那部分水体,就是冷水团的核心。水团核心特征值的高低,反映了全部水团的特征。水团核心位置的变化,往往标志水团的迁移。水团的强度是水团体积和主要特征值的大小。

水团的边界,就是水团与水团间的交界面(或交界区),实际上是水团间的过渡带或混合区,在海洋学上称为锋。锋面两侧的海水在理化特性上截然不同。锋区附近海水混合强烈,两种水团带来的营养盐类丰富,浮游生物多,因而引来大量的鱼群,往往成为著名的渔场。

大洋中存在着5个基本的水层,每一个基本水层中,又可分成几种不同的水团。

四、中尺度涡

上述大洋环流分布只是一种平均情况,所谓相对稳定的海流系统。实际上,海洋千变万化,海流亦时刻变化着,不仅流轴是这样,每一点的流速和方向也是这样。下面简述近代提出的一种不稳定流,即中尺度涡。

经典的风成大洋环流理论,较好地解释了大洋表层环流的基本特点,并认为:在组成各环流体系的海流流动范围内,海水流动速度较快,属于海洋的强流区;而在各环流中心,则流速不超过1厘米/秒的弱流区。此外,由于观测技术的限制,在20世纪60年代以前,一直认为海洋深处的流速是微不足道的,有人甚至认为不应当用“流”这个概念。然而,70年代以来,海洋水文物理学方面一个引人注目的重大进展,就是发现海洋中存在着许多中尺度涡旋。这些中尺度涡

旋不仅存在于强流区洋流的两侧,而且在环流中部的弱流区、在几千米的深海处,都有中尺度涡旋的踪迹。中尺度涡旋的发现,使经典的大洋漂流理论受到冲击,对大洋环流模式以及许多海洋现象,以前是用风成漂流理论解释的,现在看来有重新考虑和修改的必要。

中尺度涡旋是指海洋中直径约有 100—300 千米,寿命约为 2—10 个月的涡旋。它比肉眼可见的涡旋大得多,寿命也长久得多;但比一年四季都存在的海洋大环流又小得多,寿命也短得多,因此称之为中尺度涡旋。

中尺度涡旋非常类似于大气中的气旋和反气旋,所以也称为天气式海洋涡旋。按其自转方向和温度结构,可分为两种类型:一种是气旋式涡旋(在北半球为逆时针旋转),其中心海水自下向上运动,使海面升高,将下层冷水带到上层较暖的水中,使涡旋内部的水温比周围海水低,又称冷涡旋。另一种是反气旋式涡旋(在北半球为顺时针旋转),其中心海水自上向下运动,使海面下降,携带上层的暖水进入下层冷水中,涡旋内部水温比周围水温高,又称暖涡旋。

中尺度涡旋在世界各大洋中都有发现,但是,绝大部分发生在北大西洋海域,特别是所谓“魔鬼三角”的百慕大三角区一带就发现了 4 个涡旋。在墨西哥湾海区平均每年有 5—8 个涡旋。在太平洋西北部海域,从 1957—1973 年的 17 年间,发现 157 个反气旋式涡旋。

中尺度涡旋不但分布广,而且具有巨大能量。有人估算,它占有世界大洋动能的 90% 以上。如此巨大的能量是从哪里来的?海洋学家有种种解释,但目前还都不够成熟,有待于深入研究的难题。但是巨大能量所造成的景象是可观测到的。例如,在冷旋涡中心,有时水体能上升到几百米高,像一座急速旋转的海上大水山。巨大的能量能够产生强大的动力,涡旋自产生之时起就在不停地运动。

其运动可分为自转、平移和垂直运动 3 种方式。中尺度涡旋会完全改变其流经海区固有的运动,海流的方向变化多端,流速增大数倍至数十倍,并伴随有强烈的水体垂直运动。涡旋中心势能最大,随着远离中心的距离增加,势能逐渐减小,在涡旋边缘变为零。而涡旋动能的最大值不在它的中心,而是在水体旋转速度最大的区域,就是在涡旋中心与边缘之间的地方。这些运动的产生,必然引起海洋水文物理性质的强烈变化,并对海洋生物以及人类的海上活动产生巨大的影响。

五、厄尔尼诺现象

在向北流的秘鲁海流和强烈的沿岸上升流的影响下,在全年大部分时间里,于秘鲁沿岸广大近海水域,通常持续存在着一个狭窄的上升冷水带(图 4-56、4-57)。但是大约在 12 月末,有一支弱表层暖流,沿厄瓜多尔和秘鲁北部沿岸向南伸展到大约南纬 6°。由于该暖流通常发生在圣诞节期间,固而当地称之为“厄尔尼诺”(即“圣婴”)。在常年,它每年发生一次,并不严重。但在一些异常年份里,这个系统容易发生灾难性的移位。近代科学研究发现:厄尔尼诺不仅是局部的海洋异常,其影响也不限于热带太平洋的东部,而是可以波及全球,造成世界性的天气异常。因此,现代科学家所谓的厄尔尼诺事件,其含义已经大大超出了传统的观念。人们不再简单地把它看作一种“流”,而是把它作为一种大规模的海洋和大气相互作用的现象来研究。

厄尔尼诺特征是:通常在赤道太平洋东部的厄瓜多尔和秘鲁沿岸,由于盛行与海岸平行的偏南风,表层水在风和地转偏向力联合作用下,产生离岸流动,为了保持水体平衡,于是深层较冷的海水便涌升上来补偿。因此,这一带海面温度较低,大气稳定,气候干燥,是著名的赤道干

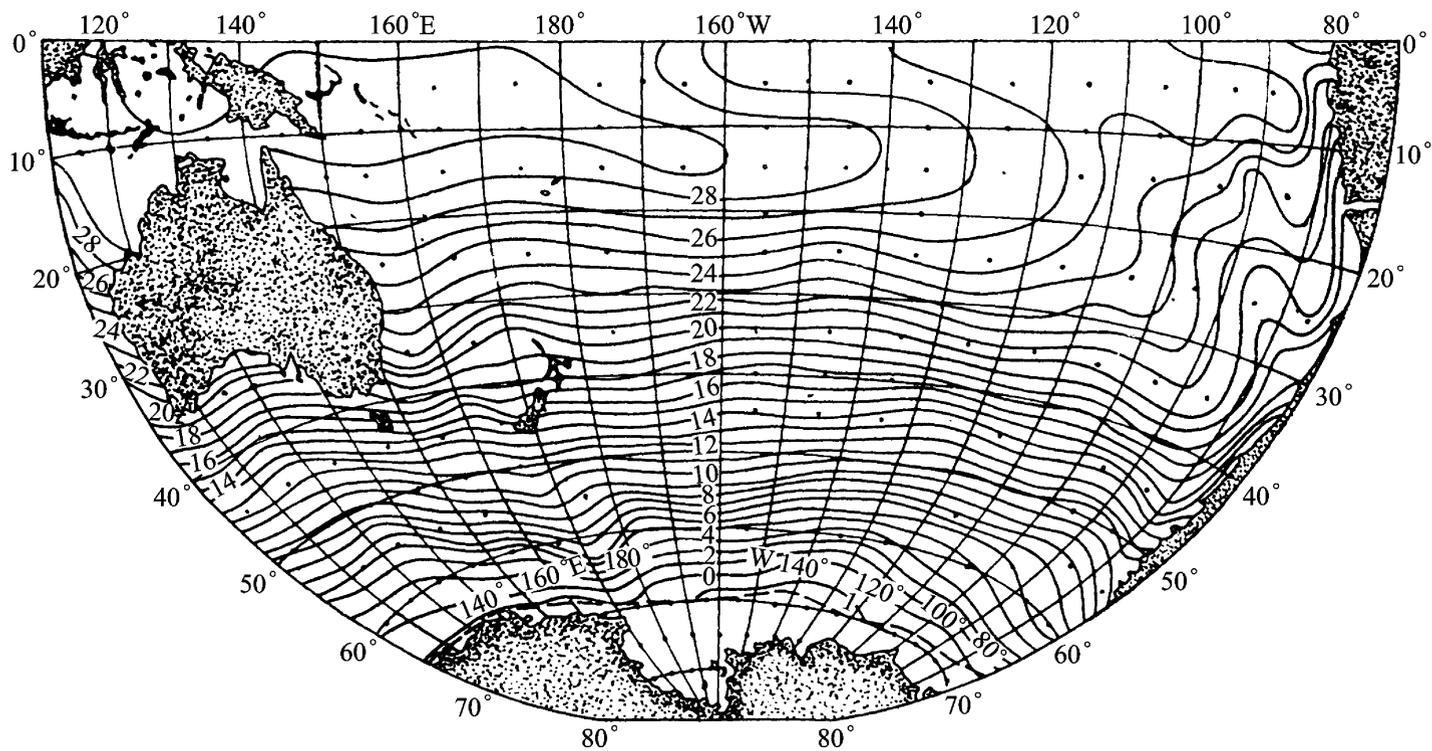


图 4 - 56 南太平洋 1 月份的海面温度分布

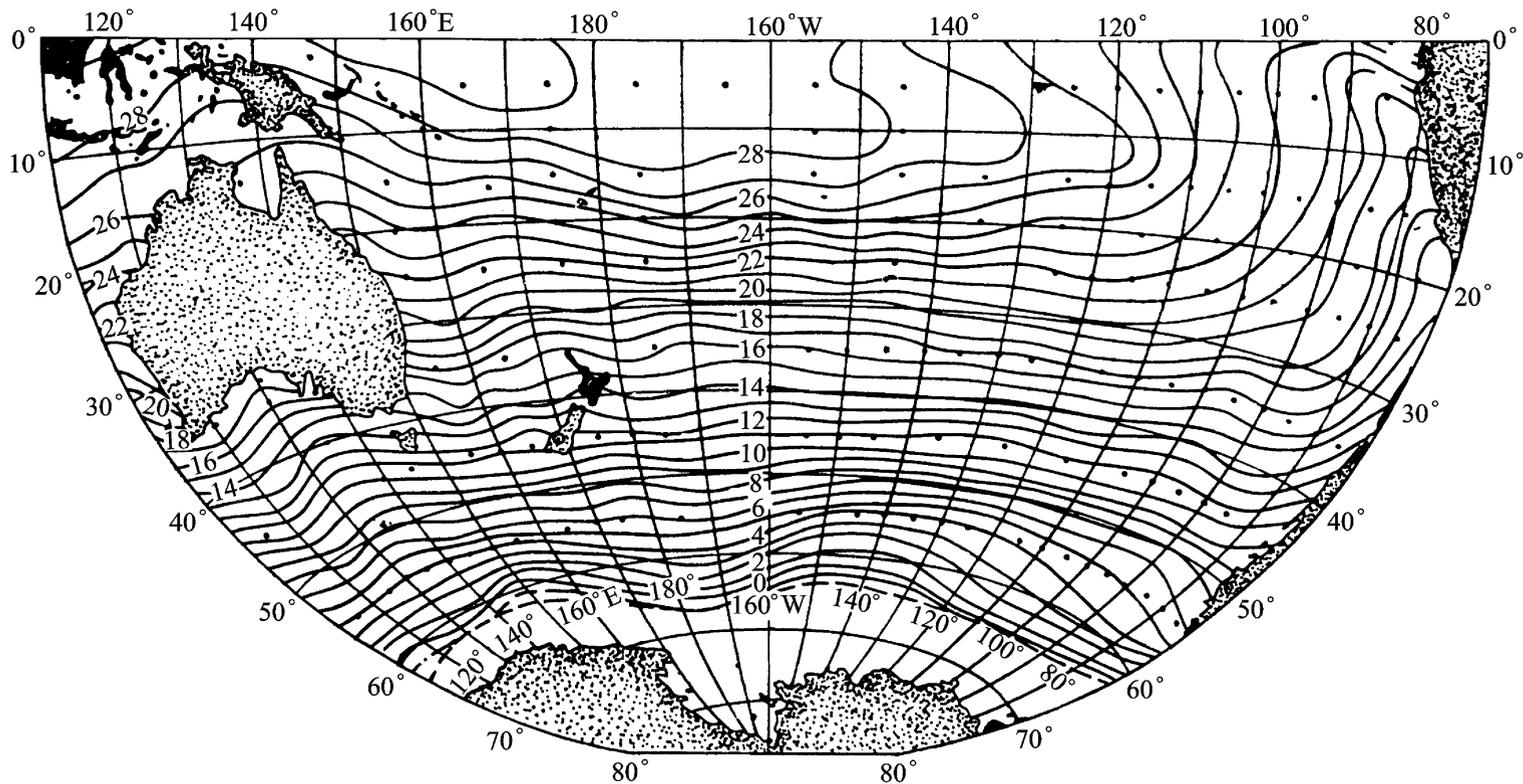


图 4 - 57 南太平洋 7 月份的海面温度分布

旱带。而在海洋里,由于深层海水富含营养物质,它的涌升为上层鱼类生长提供了极为有利条件,所以那里鱼类资源十分丰富,形成世界闻名的秘鲁渔场。但是有些年份,在圣诞节前后,中美洲沿岸有一股暖水沿厄瓜多尔和秘鲁海岸向南流动,代替了那里原来的冷水,沿岸上升流也随之减弱或消失,从而影响了那里的海洋动物区系和鱼类,使秘鲁渔场大幅度减产。随后,通常干旱少雨的南美洲西部地区连降大雨,此称为厄尔尼诺事件。这股向南侵入的暖水每隔若干年发生一次,时间间隔不确定,每年持续时间长短也不一,短者数月,长者达一年以上。暖水南侵的范围,可达南纬 14 附近。每次厄尔尼诺事件的大小是由它的强度、持续时间及造成的后果来确定的。

1982—1983年发生的厄尔尼诺事件,为上个世纪以来最强的一次,它引起了全球性的异常。在1982年11月,赤道太平洋东部地区海温异常升高,并且范围越来越大,海温比常年高出6℃,打破了历史记录,圣诞节前后,栖息在圣诞岛上的1700多万只海鸟不知去向。接着1982年冬到1983年春,太平洋东岸的秘鲁等许多拉丁美洲国家下了大雨,河水泛滥,美国中、西部不断遭到风雪、冻雨及低温的袭击,华盛顿经历了一场百年罕见的大暴风雪。在太平洋西岸出现了严重的干旱,如印度尼西亚、澳大利亚、印度南部以及非洲15个国家经历了近几十年来最严重的干旱,引起森林大火,农牧业灾荒。在欧洲,则出现了异常暖冬。我国也出现了天气异常,南方夏季低温多雨,长江流域出现历史罕见的大洪水,北方春季一反常态,雨量充沛,天气暖和,东部地区频繁出现灾害天气。

为什么会发生厄尔尼诺事件,即为什么会发生暖水南侵?这是几十年来科学家们一直在探讨的重要问题。早期,有些科学家把厄尔尼诺归咎于秘鲁沿岸上升流的变化。他们认为:由于沿岸上升流减弱或消失,秘鲁沿岸表层海水的流动也随之减弱或停息,这时其北部赤道附近的高温低盐海水便会乘虚而入,从而造成厄尔尼诺事件。然而,这种理论未能解释为什么沿岸上升流会减弱或消失,因而实际上并没有回答产生厄尔尼诺事件的根本原因。

于是,科学家们开始把注意力转向海洋与大气相互作用方面。一些海洋学家认为:厄尔尼诺事件是由于太平洋赤道上信风减弱引起的。他们提出,信风如果强劲吹上一年多,这会加速温暖的南赤道海流向西流动,使赤道太平洋西部发生暖水堆积,从而形成赤道太平洋洋面的东西向倾斜;一旦信风减弱时,西部暖水就回流到太平洋东部,秘鲁沿岸上升流大大减弱或消失,水温升高。

有些气象学家则把信风的减弱归咎于异常的海面高温。他们认为,如果赤道太平洋中部异常暖水引起当地大气增温,那么进入该区的低空气辐合,就使赤道太平洋西部和中部上空西风异常的加强,从而使偏东信风减弱。

海洋、气象学家争论的对立,意味着厄尔尼诺事件是海洋和大气之间的不稳定相互作用引起的。由于厄尔尼诺事件与人类关系密切,科学家研究的目的不仅要弄清其原因,而且希望能提前对它作出准确预报。最近科学家认为,利用卫星监视海洋和大气,有可能对厄尔尼诺事件作出预报。

我国东北地区,特别是黑龙江省无霜期短,温度对农业有显著影响。如果夏季温度偏低,可以造成农业大幅度减产。据统计,在1955—1981年间,发生过5次低温冷害,这些低温冷害的年份,恰好都是厄尔尼诺事件年(表4-10)。

表4-10 厄尔尼诺年与黑龙江省气温的关系

厄尔尼诺年	1957	1958	1965	1969	1972	1973	1976
前一年	0.2	-1.6	-0.1	-0.4	-1.1	-2.0	0.7
当年	-1.6	-1.0	-0.9	-0.9	-2.0	0.3	-1.7
翌年	-1.0	0.8	-0.1	0.6	0.3	0.3	-0.7

厄尔尼诺事件与辽宁省水稻产量关系也很密切。统计表明,厄尔尼诺年往往也是辽宁水稻减产年。从1964年到1979年的16年间,辽宁省水稻有三次大幅度减产年,全部出现在厄尔尼诺事件年。而反厄尔尼诺事件年往往是辽宁省水稻丰收年。其余则为正常年景(表4-11)。

表 4-11 厄尔尼诺与辽宁省水稻产量变率的关系

厄 尔 尼 诺 年	产 量 (%)	反 厄 尔 尼 诺 年	产 量 (%)
1965	14	1964	18
1969	- 26	1968	20
1972	- 23	1971	10
1976	- 15	1975	27

第五节 海洋效应

海洋作为水圈的主体,积极参与了自然界的物质循环和能量转化。大气的能量有一半直接来自海洋,水汽则几乎全部直接间接地来自海洋。所以,海洋能调节陆地上气候,为人类创造舒适的自然环境;但海洋也能导致气候发生大规模的异常,给人们的生活带来灾难。

一、海洋能量效应

海洋中能源的蕴藏量是极其丰富的。按照海洋能在形式上的差别,可以将其分为:

- 1) 海水的动能:如波浪能、潮汐能、海流能等;
- 2) 海水的热能:如温度差能;
- 3) 海水的化学能:如盐度差能;
- 4) 海水的生物能:如光合作用能。

(一) 海洋能量特点

海洋能作为自然能,是未来能源中相当重要的部分。它具有如下特点:

1. 喧腾不息的海洋,蕴藏有各种形式的海洋能,作为新能源开发有着巨大的潜力;
2. 海洋能属可再生资源,它们绝大部分来自太阳辐射和天体间的万有引力,只要太阳、月球等天体与地球共存,这种能就会产生,就会取之不尽,用之不竭;
3. 海洋能是清洁能源无污染;
4. 海洋能量密度很小,开发利用费用较高。

(二) 潮汐能

潮汐包含着巨大的能量,其特点 流量大,潮流一般流量都比较大,因而产生的动能大;潮汐一般潮差较小,世界上最大潮差在北美洲芬地湾达 19.6 米,我国钱塘江潮最大潮差达 8.9 米,其它海区潮差在 3 米以下; 潮流流速不断变化,在平潮憩流时潮速为 0,流速小时无法发电,且流向也不断改变。

利用潮汐能发电,一般分为下列两种类型:

- 1) 单水池发电 在海湾处修筑一个水坝;安装两套反向的发电机,涨潮时一套机组发电,落潮时另一套机组发电;安装一套可顺转和逆转的机组,但机组技术要求较高,成本较昂贵。
- 2) 双水池发电 将海湾用堤分隔为两个蓄水池,在涨落潮时轮流蓄水,使水轮机不停止发电。但成本高,目前多用可逆转机组代替。

潮汐能发电所做的功,计算如下:

水轮机单独作用时,在蓄水池放空期间,涨潮单向运转所作的功为:

$$N_a = \int_{z=0}^H r S_z Z dZ \quad (4-42)$$

式中, N_a 为涨潮单向运转所作的功(公斤·米/秒); H 为潮波波高(米); Z 为水库水位(米); S_z 为水库面积(平方米); r 为海水比重(公斤/立方米)。

在水库充满水后, 落潮单向运转所作的功为:

$$N_b = \int_{z=0}^H r S_z (H - Z) dZ \quad (4-43)$$

式中, N_b 为落潮单向运转所作的功(公斤·米/秒); 余同上。

则在全日潮中海面自 $0 - H$ 上升下降各一次, 水库内充水、放水各一次, 其潮能的总功为:

$$N = N_a + N_b = rH \int_{z=0}^H S_z dZ = rHV \quad (4-44)$$

式中, V 为与水库水位相应面积的库容(立方米); 余同上。

据威克(Wick, G. L.)的统计, 世界上潮汐能源总蕴藏量可达 27 亿千瓦, 大部分集中在狭窄海湾、河口、河峡大潮差海区。而在海水变浅、地形变窄、流速加大, 在沿海形成高水头潮位的海区, 一般能产生的能量也大。反而在深海区潮汐能量都较少, 主要是由于潮差较小。

我国潮汐能约为 1.1 亿千瓦, 可利用的装机容量约为 3500 万千瓦, 每年约可发电 900 亿度。大部分集中在海岸沿线, 潮差较大的浙江、福建沿海, 除了已建成的 60 多个中小型潮汐发电站外, 并计划兴建钱塘江和胶州湾大型潮汐发电站。

(三) 波浪能

在波动中, 水质点以一定速度运动, 因而波浪具有动能; 水质点相对于它的轨迹中心(平衡位置)不断发生变化, 有上下移动, 因而又具有势能。所以, 当波动出现时, 整个流体具有能量。

在波动中, 能量可以沿水平方向转移, 若水深很大, 水平方向上单位时间内流过单位宽度的能量为:

$$P = \frac{1}{2} EC \quad (4-45)$$

式中, P 为单位时间内流过单位宽度的能量; E 为波浪的总能量; C 为波速。

这表明, 在深水波中, 能量的一半是以速度向前传播的。公式(4-45)可改写为:

$$P = \frac{g}{32} r H^2 T \quad (4-46)$$

式中, g 为重力加速度; r 为单位体积流体重量; H 为波高(米); T 为周期(秒)。并取 $g = 9.8$ 米/秒, $r = 1000$ 千克/米³, 则

$$P = \frac{9.8 \times 1000}{32} H^2 T \quad H^2 T (\text{千瓦/米})$$

说明与波浪推进方向相垂直的单位宽度所通过的能量; 与波高的平方和周期乘积成正比。如 $H = 1$ 米, $T = 5$ 秒, 每一米宽的海面可提供的功率为 5 千瓦; 跨过 10 公里宽海面的能量, 相当于一个新安江水电站, 可见波浪能量之巨大。目前, 大规模利用海浪的能量还存在许多困难, 仅能利用它来为自动观测浮标站和航标照明提供动力。

我国近海波浪能量丰富, 沿海平均波高约 1 米, 估计波能蕴藏量可达 1.5 亿千瓦, 可利用装

机容量约 3 000 ~5 000 万千瓦。渤海湾、闽浙沿岸、珠江口外诸岛及南海诸岛沿岸波高常在 1 米以上, 发电量可观。

世界波浪能的分布是很不均匀的, 有地带性和地区性。世界波能理论计算约为 30 ~25 亿千瓦。

(四) 海洋热能

地球表面最大的能源是太阳。地球能够大量接收太阳能并予以贮藏的只有海洋。海洋所占的面积大, 故而接收热量多, 海水热容量大, 故而贮存热量多。

海洋是从表层被加热的, 这一加热特点就导致了海水温度随深度增加而递减。海水温度随深度递减属于稳定的密度结构。再加上海水导热率又很低(仅为铁导热率的 1%), 所以太阳热能集中贮存在海洋的表层。几百米以下的深层海水, 经常保持着低温状态。在这一温差中, 包含着巨大的能量。

19 世纪 40 年代英国物理学家焦耳, 首先用实验的方法求得了热的功当量, 即将 1 公斤的水温度升高 1 , 必须做 427 公斤米的功; 反过来, 将 1 公斤水降低 1 , 就可以释放出相同的能量来。

要使热水温度降低必须有冷源。在赤道地区表层海水终年高温, 深层水则终年低温。如用机器每秒钟抽取 1 立方米的海水并自动使其降温 20 , 其所放出的热能有 4% ~5% 变成电能, 其发出的电力就可以达到 3 000 多千瓦。有人计算, 如果把赤道附近的表层海水作为热源, 2 000 米左右的深层海水作为冷源, 上、下层温度差可达 26 以上, 只要把赤道海域宽 10 公里、厚 10 米的表层海水, 冷却到冷源的温度, 其发出的电力就够全世界用一年。可见其能量之巨大。

美国学者威克(G. L. Wick)对海洋热能源进行过计算, 首先根据海洋表层温水厚度约 100 米, 其温度比深层水温高 12 这一基本事实, 取全球不冻海洋总面积为 3×10^{14} 平方米, 按照如下能量公式计算:

$$\begin{aligned} E &= VC T & (4 - 47) \\ &= 1\,000 \times 3 \times 10^{14} \times 100 \times 4.2 \times 1\,000 \times 12 \\ &= 15 \times 10^{23} \text{ (焦耳)} \end{aligned}$$

式中, ρ 为海水密度(1 000 公斤/米³); V 为海水容积(立方米); C 为海水比热(4.2 × 1 000 焦耳/公斤、); T 为海水温度()。这个计算结果, 可以作为海洋恒定的热能贮存量。要把这种热能变成可利用能量, 必须考虑海洋热量重新形成的时间。威克等人根据大洋循环, 以海水再生所需时间为 1 000 年(3×10^{10} 秒)计, 则再生能量为:

$$P = \frac{E}{t} = \frac{15 \times 10^{23} \text{ 焦耳}}{3 \times 10^{10} \text{ 秒}} = 500 \text{ 亿千瓦} \quad (4 - 48)$$

实际上在海洋温差发电中, 根据热力学定律, 上述热能转换成有效能量要大打折扣, 按卡诺效率计算, 在 12 温差时, 其效率仅有 4%, 那么可能转换为电能的海洋热能仅为 20 亿千瓦。

我国南海地处热带和亚热带, 表层水温在 5 ~8 月可达 26 ~28 , 2 ~11 月也仍在 20 ~26 之间, 水深大多在 2 000 米以上。自表层向下 500 ~1 000 米处, 可获得 5 左右的冷却水。在我国南海诸岛搞温度发电, 自然条件是具备的。目前海洋温度差发电尚未大型实用化, 由此而引起的对环境问题尚未暴露出来。

(五) 海洋浓度差能

在海水与淡水的交界面上,有着显著的盐浓度差,它们混合时所放出的自由能,叫做浓度差能。利用这种能进行发电,称为盐浓度差发电。这种能量的开发利用是最近提出的,新的海洋动力资源研究项目。

利用浓度差方法很多,目前认为,利用渗透压方法,实用性较高。将一个只让水分子通过而不让盐分通过的半透膜做成的袋子,装上盐水,再放在盛有淡水的槽中,并使盐水面与槽中淡水水面相平。过一会,盐水面会升高,表明淡水已通过袋壁进入其中,这就是渗透现象。水槽中的水分子可以进入袋内,袋内的水分子也可以通过袋壁进入水槽。实际上,两种过程同时进行着。开始时,水分子进入袋内的过程占优势,结果袋内水面不断升高,升到一定程度后,当进出袋水分子相等处于动态平衡时,袋内水面便不再升高。此时,海水侧对于淡水侧的压力(盐水面高出淡水面的水柱静压)称渗透压。渗透压随海水的盐度和温度而发生变化。一般海水在 20℃ 时,盐度为 35×10^{-3} ,已经得知具有 24.8 大气压的渗透压。相当 256.2 米的水头,对海水来说是 250 米。

浓度差发电原理是海水与淡水的交界面上装一水压塔,以半透膜与淡水隔开。在水压塔的顶端安装一根水平管,只要它的高度低于 250 米,导管中的海水就会喷射出来。如果导管的出口正好对准水轮机叶片,其喷射出的水流就会推动水轮发电机发出电来(图 4-58)。

由导管出口喷出的水流,其最大输出功率(P)为:

$$P = \frac{1}{2}mV^2 + mgh \quad (4-49)$$

式中, m 为出水口流出海水质量; V 为出水口的水流速度; g 为重力加速度; h 为出水口距海面的高度。

导管流出的水量是通过半透膜渗透过来的淡水加以补充。显然,淡水渗透速度愈快,产生的功率愈大。

浓度差能源蕴藏量有多大? 不同学者有不同估计数字。例如日本学者高野雄三,估计为 35 亿千瓦;美国威克估计为 300 亿千瓦,而在日本另一些学者的文章中则更高,达 14 000 亿千瓦。

浓度差能虽然蕴藏丰富,但由于它的利用需要以半透膜或离子交换的研究为前提(例如每千瓦输出功率需要的膜面积约为几千平方米),所以,此种能源的利用到实用化的规模,尚需时日。

二、海洋的大气环境效应

(一) 海洋是大气的主要热源

海洋和陆地向大气供热差异从表 4-12 可以看出:

1. 除了最北部的纬度带以外,由海洋向大气输送的热通量与陆地相比,都占明显优势。例如,在 $50^\circ \sim 60^\circ \text{N}$ 区域,由海洋输给大气的热通量已占一半以上。随着纬度的减低,海洋对大气

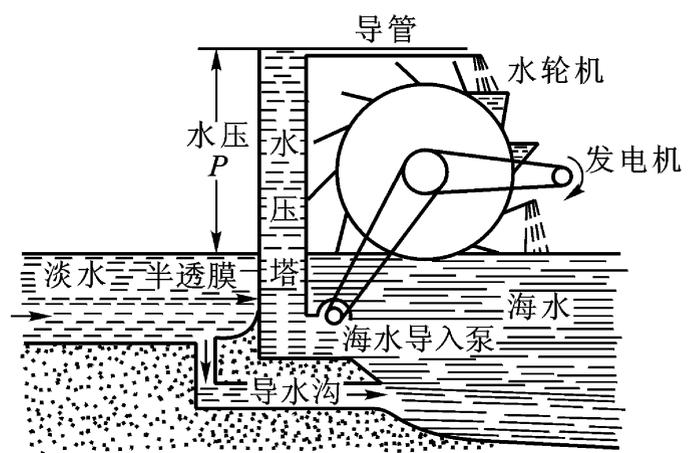


图 4-58 海洋浓度差发电装置示意图

表 4-12 北半球各纬度带内下垫面向大气输送的单位热通量和整体热通量的平均值

纬度带 (N)	热 通 量					海洋对整体 热通量总和 的贡献 (%)
	单 位 的 ($10^8 \text{ J/m}^2 \cdot \text{a}$)		整 体 的 (10^{22} J/a)			
	海洋	陆地	海洋	陆地	和	
60—70	22.3	9.2	0.67	1.29	1.96	34
50—60	27.7	13.4	3.05	1.62	4.67	65
40—50	34.8	18.9	4.19	3.02	7.21	50
30—40	46.2	24.4	8.31	3.66	11.97	70
20—30	48.7	26.9	10.72	3.78	14.50	74
10—20	52.0	31.1	15.70	2.82	18.52	85
0—10	46.6	33.2	14.45	2.98	17.43	83
总 和	-	-	57.09	19.17	76.26	75

的热量贡献越来越大,在近赤道海区,海洋对大气的热量贡献达到 83% ~85%。平均而论,北半球的大气由海洋得到的热量占海陆总供热量的 75%。由此可以得出结论:在海洋 - 大气系统中,热交换的异常,完全可以影响大气环流,并造成巨大的天气异常。

2. 在赤道区域,进入大气的热通量,几乎完全取决于海洋与大气的相互作用;而在近极地区域,则主要取决于大气与陆地表面的相互作用。

(二) 海洋是大气水汽的主要来源

世界大洋水平衡列于表 4-13。可见,世界大洋平均年蒸发量为 126 厘米,年总量为 450 000 立方公里。其中 91% 又以降水的形式返回海洋,9% 的水量被大气输送到大陆上空,又以径流形式回海洋。

表 4-13 世界大洋水平衡

海 洋	降 水 量	蒸 发 量	径 流 量
	(cm/a)	(cm/a)	(cm/a)
太平洋	133	132	7
大西洋	89	124	23
印度洋	117	132	8
世界大洋	114	126	12
全球输送 (km^3/a)	41×10^4	45×10^4	4×10^4

(三) 海洋与大气的物质交换

海洋和大气的物质交换是多相的,既有液态的物质交换,又有气态和固态的。

蒸发和降水是海气间水量交换的重要方式。伴随着物质交换,也有能量的传输和交换。如蒸发,伴随着蒸发和凝结过程的进行,还有潜热的吸收和释放,因此蒸发既包含在水量平衡中,又包含在热量平衡中,使它成为联系水热平衡的纽带。蒸发使海水浓缩,降水使海水稀释,因而它们既影响海水的温度,又影响海水的盐度,从而也影响到海水的密度,这是导致大洋温盐环流的重要原因之一。

通过海洋和大气的界面,还进行着多种气体的交换,其中对气候意义最大的是 CO_2 气体。大气中的 CO_2 ,有吸收地球的长波辐射作用,使地球散失热量减少,气温增高。据研究,大气中 CO_2 的含量增加或减少一倍,大气的温度就会升高或降低 2—3 $^{\circ}\text{C}$ 。所以海洋与大气间 CO_2 气体的交换,是近年来较受重视的问题。近年来大气中 CO_2 增加速率约为 0.2%—0.3%,而且有增大趋势。就每平方厘米水平截面积的大气柱和水柱比较,大气中平均含有 0.125 克碳,而海洋含有 7.5 克碳,为大气的 60 倍。所以海洋是比大气更大的碳容库。海洋中碳的循环是极其复杂的,而海洋与大气间碳的交换只能在海面进行,其交换方向主要决定于海水与大气之间的 CO_2 分压差。如海水 CO_2 分压大于大气,则 CO_2 将从海水进入大气;相反,则海水吸收大气中的 CO_2 。

海洋和大气也广泛地进行着固体物质交换。陆源物质、火山物质和宇宙物质通过大气进入海洋,构成海洋沉积物的重要来源之一。如风每年向海洋输送的风尘物质约为 16 亿吨,遍布于大洋沉积物中;宇宙尘直径 10—17 微米,每年落到地表达 2 500—5 000 吨,绝大部分进入海洋。

由于海面浪花破碎和海水气泡破裂等原因,海水中的盐粒会进入大气参加水循环。有人估算,如果世界海洋有 0.3% 被破碎波覆盖,在海面上产生的食盐粒约有 10^9 吨/年。

(四) 洋流对气候影响

洋流对气候的影响,最著名的例子是湾流对西北欧气候的作用。湾流是世界上最强大的一支暖流,它占据了北大西洋 30 $^{\circ}\text{N}$ 以上表面积的 7/8。湾流数量也十分惊人,从佛罗里达海峡流出的水量为 900 亿立方米/时,相当于大陆总径流量的 20 余倍。它源源不断地把热量输向西北欧,使得北纬 55 $^{\circ}$ —70 $^{\circ}$ 之间大洋东岸最冷月平均气温比大洋西岸高 16—20 $^{\circ}\text{C}$ 之多。在西岸拉布拉多半岛和加拿大群岛是苔原带,而同纬度的大洋东岸却是针叶林和针阔混交林带,在北极圈内出现了不冻港(如俄罗斯的摩尔曼斯克)。

黑潮是仅次于湾流的世界第二大暖流。高温的黑潮与北方相对低温的海水之间,存在着明显的温度差异,形成了一条很强的海洋锋区,大气对流层中也有锋面与之对应。所以,当黑潮位置发生移动时,锋面和雨区也会随之移动。

(五) 海洋温度场对台风的影响

台风是影响我国的重要天气系统,常带来狂风暴雨的灾害,但同时也是我国南方夏季主要的降水系统。台风生成在热带的暖洋面上,海洋提供了它发生发展所需要的能量,当海水温度大于 26.5 $^{\circ}\text{C}$ 时,形成了台风发生的必要条件。台风发生在海洋的暖水区,并趋向于向暖海水温度区域移动。

(六) 波浪、潮汐对海岸的作用

波浪是塑造海岸地貌最主要动力,波浪运动是控制海岸发育、演化的主要因素。从图 4-16 中可以看出波射线向海水迅速变浅的岬角处 a 辐聚,而在海水较深的海湾处 c 辐散,从而产生在岬角处波峰线缩短,在海湾处波峰线拉长,这样产生的波能在岬角处集中在较短的岸段上,给予海岸直接打击,即冲蚀作用。当波浪以巨大的能量冲击海岸时,水体本身的压力和被压缩的空气,对海岸产生强烈的破坏,这种力量可达 37 吨/米²,甚至可达 60 吨/米²。海浪的冲蚀作用对于松软岩石或者节理密度较大的坚硬岩石,侵蚀力是非常显著的。尤其当波浪水体夹带岩块或硬石时,其侵蚀力更大,这即是磨蚀作用。若海岸为易溶矿物岩石,还要发生溶蚀作用。

潮汐通过其引起海面升降和潮流影响着海岸的地貌过程。主要为潮波掀起的泥沙形成海

岸堆积地貌为主。

复习思考题

1. 试述海洋的组成与结构特征。
2. 何谓小振幅波？短波(深水波)？小振幅驻波？分别阐述其成因及特征。
3. 何谓有限振幅波？它可分几类？各具什么特点？
4. 风浪是怎样形成的？
5. 海啸与风暴潮是怎样形成的？各有何特点？
6. 试阐述潮汐的基本要素和潮汐类型。
7. 引潮力是怎样形成的？
8. 试对比分析潮汐的静力理论与动力理论。
9. 试述潮汐的日、月及年周期变化的特性与成因。
10. 地形对潮汐有何影响？
11. 何谓潮流？其运动形成有几种？各有何特征？
12. 试分析风海流的理论及其效应。
13. 何谓梯度流？它是怎样形成的？
14. 试阐述大洋表层环流的生成与特性。
15. 试述大洋深层环流的形成与特性。
16. 何谓水团？它是怎样形成和变性的？
17. 中尺度涡旋有什么特性。
18. 何谓厄尔尼诺现象？它说明了什么问题？
19. 海洋能量具有什么特点？各种海洋能量是怎样形成的？
20. 试分析海洋的环境效应。

第五章 地下水的结构与运动

地下水是存在于地表以下岩(土)层空隙中的各种不同形式水的统称。地下水主要来源于大气降水和地表水的入渗补给;同时以地下渗流方式补给河流、湖泊和沼泽,或直接注入海洋;上层土壤中的水分则以蒸发或被植物根系吸收后再散发入空中,回归大气,从而积极地参与了地球上的水循环过程,以及地球上发生的溶蚀、滑坡、土壤盐碱化等过程,所以地下水系统是自然界水循环大系统的重要亚系统。

地下水作为地球上重要的水体,与人类社会有着密切的关系。地下水的贮存有如在地下形成一个巨大的水库,以其稳定的供水条件、良好的水质,而成为农业灌溉、工矿企业以及城市生活用水的重要水源,成为人类社会必不可少的重要水资源,尤其是在地表缺水的干旱、半干旱地区,地下水常常成为当地的主要供水水源。据不完全统计,70年代以色列国75%以上的用水依靠地下水供给,德国的许多城市供水,亦主要依靠地下水;法国的地下水开采量,要占到全国总用水量1/3左右;像美国,日本等地表水资源比较丰富的国家,地下水亦要占到全国总用水量的20%左右。我国地下水的开采利用量约占全国总用水量的10—15%,其中北方各省区由于地表水资源不足,地下水开采利用量大。根据统计,1979年黄河流域平原区的浅层地下水利用率达48.6%,海、滦河流域更高达87.4%;1988年全国270多万眼机井的实际抽水量为 529.2×10^8 立方米,机井的开采能力则超过 800×10^8 立方米。

问题的另一面,由于过量的开采和不合理的利用地下水,常常造成地下水位严重下降,形成大面积的地下水下降漏斗,在地下水用量集中的城市地区,还会引起地面发生沉降。此外工业废水与生活污水的大量入渗,常常严重地污染地下水源,危及地下水资源。因而系统地研究地下水的形成和类型、地下水的运动以及与地表水、大气水之间的相互转换补给关系,具有重要意义。

第一节 地下水系统的组成与结构

地下水由于埋藏于地下岩土的空隙之中,因而其分布、运动和水的性质,要受到岩土的性状以及贮存它的空间特性的深刻影响。与地表水系统相比,地下水系统显得更为复杂多样,并表现出立体结构的特点。

一、地下水的贮存空间

(一) 含水介质、含水层和隔水层

自然界的岩石、土壤均是多孔介质,在它们的固体骨架间存在着形状不一、大小不等的孔隙、裂隙或溶隙,其中有的含水,有的不含水,有的虽然含水却难以透水。通常把既能透水,又饱含水的多孔介质称为含水介质,这是地下水存在的首要条件。

所谓含水层是指贮存有地下水,并在自然状态或人为条件下,能够流出地下水来的岩体。由于这类含水的岩体大多呈层状、故名含水层,如砂层、砂砾石层等。亦有的含水岩体呈带

状、脉状甚至是块状等复杂状态分布,对于这样的含水岩体可称为含水带、含水层或称为含水岩组。

对于那些虽然含水,但几乎不透水或透水能力很弱的岩体,称为隔水层,如质地致密的火成岩、变质岩,以及孔隙细小的页岩和粘土层均可成为良好的隔水层。实际上,含水层与隔水层之间并无一条截然的界线,它们的划分是相对的,并在一定的条件下可以互相转化。如饱含结合水的粘土层,在寻常条件下,不能透水与给水,成为良好的隔水层;但在较大的水头作用下,由于部分结合水发生运动,粘土层就可以由隔水层转化为含水层。

(二) 含水介质的空隙性与水理性

1. 含水介质的空隙性 含水介质的空隙性是地下水存在的先决条件之一。空隙的多少、大小、均匀程度及其连通情况,直接决定了地下水的埋藏、分布和运动特性。

通常,将松散沉积物颗粒之间的空隙称为孔隙,坚硬岩石因破裂产生的空隙称裂隙,可溶性岩石中的空隙称溶隙(包括巨大的溶穴,溶洞等)。

1) 孔隙率(n) 又称孔隙度,它是反映含水介质特性的重要指标,以孔隙体积(V_n)与包括孔隙在内的岩土体积(V)之比值来表示,即 $n = V_n / V \times 100\%$ 。孔隙率的大小,取决于岩土颗粒本身的大小,颗粒之间的排列形式、分选程度以及颗粒的形状和胶结的状况等。

必须指出,孔隙率只有孔隙数量多少的概念,并不说明孔隙本身的大小(即孔隙率大并不表示孔隙也大)。孔隙的大小与岩土颗粒粗细有关,通常是颗粒粗则孔隙大,颗粒细则孔隙小。但因细颗粒岩土表面积增大,因而孔隙率反而增大,如粘土孔隙率达到45—55%;而砾石的平均孔隙率只有27%。

2) 裂隙率(K_T) 裂隙率即裂隙体积(V_T)与包括裂隙在内岩石体积(V)之比值: $K_T = V_T / V \times 100\%$ 。与孔隙相比裂隙的分布具有明显的不均匀性,因此,即使是同一种岩石,有的部位的裂隙率 K_T 可能达到百分之几十,有的部位 K_T 值可能小于1%。

3) 岩溶率(K_K) 溶隙的多少用岩溶率表示,即溶隙的体积(V_K)与包括溶隙在内的岩石体积(V)之比值: $K_K = V_K / V \times 100\%$ 。溶隙与裂隙相比较,在形状、大小等方面显得更加千变万化,小的溶孔直径只几毫米,大的溶洞可达几百米,有的形成地下暗河延伸数千米。因此岩溶率在空间上极不均匀。

综上所述,虽然裂隙率(K_T)、岩溶率(K_K)与孔隙率(n)的定义相似,在数量上均说明岩土空隙空间所占的比例。但实际意义却颇有区别,其中孔隙率具有较好的代表性,可适用于相当大的范围;而裂隙率囿于裂隙分布的不均匀性,适用范围受到极大限制;对于岩溶率(K_K)来说,即使是平均值也不能完全反映实际情况,所以局限性更大。

2. 含水介质的水理性 岩土的孔隙,虽然为地下水提供了存在的空间,但是水能否自由的进出这些空间,以及岩土保持水的能力,却与岩土表面控制水分活动的条件、性质有很大的关系。这些与水分的贮容、运移有关的岩石性质,称为含水介质的水理性,包括岩土的容水性、持水性、给水性、贮水性、透水性及毛细性等。

1) 容水性 指在常压下岩土空隙能够容纳一定水量的性能,以容水度来衡量。容水度(W_n)定义为岩土容纳水的最大体积 V_n 与岩土总体积 V 之比,即 $W_n = V_n / V \times 100\%$ 。由定义可知,容水度 W_n 值的大小取决于岩土空隙的多少和水在空隙中充填的程度,如全部空隙被水充满,则容水度在数值上等于孔隙度;对于具有膨胀性的粘土,充水后其体积会增大,所以容水度

可以大于孔隙度。

2) 持水性 饱水岩土在重力作用下排水后, 依靠分子力和毛管力仍然保持一定水分的能力称持水性。持水性在数量上用持水度表示。持水度 W_r 定义为饱水岩土经重力排水后所保持水的体积 V_r 和岩土总体积 V 之比。即 $W_r = V_r/V \times 100\%$, 其值大小取决于岩土颗粒表面对水分子的吸附能力。在松散沉积物中, 颗粒愈细, 空隙直径愈小, 则同体积内的比表面积愈大, W_r 愈大。

3) 给水性 指饱水岩土在重力作用下能自由排出水的性能, 其值用给水度 (μ) 来表示。给水度定义为饱水岩土在重力作用下, 能自由排出水的体积 V_g 和岩土总体积 V 之比, 即 $\mu = V_g/V \times 100\%$ 。

由上述 3 个定义可知: 岩土持水度和给水度之和等于容水度(或孔隙度), 即

$$W_n = W_r + \mu \text{ 或 } n = W_r + \mu$$

式中 n 为孔隙度。

图(5-1)为美国学者 D. K. Todd 经实验得出的三者之间关系曲线。

4) 透水性 指在一定条件下, 岩土允许水通过的性能。透水性能一般用渗透系数 K 值来表示。其值大小首先与岩土空隙的直径大小和连通性有关, 其次才和空隙的多少有关。如粘土的孔隙度很大, 但孔隙直径很小, 水在这些微孔中运动时, 不仅由于水与孔壁的摩阻力大而难以通过, 而且还由于粘土颗粒表面吸附形成一层结合水膜, 这种水膜几乎占满了整个孔隙, 使水更难通过。透水层与隔水层虽然没有严格的界限, 不过常常将渗透系数 K 值小于 0.001 米/日的岩土, 列入隔水层, 大于或等于此值的岩土属透水层。

5) 贮水性 上述岩土的容水性和给水性, 对于埋藏不深、厚度不大的潜水(无压水)来说是适合的, 但对于埋藏较深的承压水层来说, 往往存在明显的误差。主要原因是在高压条件下释放出来的水量, 与承压含水介质所具有的弹性释放性能以及来自承压水自身的弹性膨胀性有关。通常, 埋藏愈深, 承压愈大则误差愈大。因而需要引入贮水性概念。承压含水介质的贮水性能可用贮水系数或释水系数表示, 其定义为: 当水头变化为一个单位时, 从单位面积含水介质柱体中释放出来的水体积, 称为释水系数(s), 它是一个无量纲的参数。大部分承压含水介质的 s 值大约从 10^{-5} 变化到 10^{-3} 。

(三) 蓄水构造

所谓蓄水构造, 是指由透水岩层与隔水层相互结合而构成的能够富集和贮存地下水的地质构造体。一个蓄水构造体需具备以下 3 个基本条件, 第一, 要有透水的岩层或岩体所构成的蓄水空间; 第二, 有相对的隔水岩层或岩体构成的隔水边界; 第三, 具有透水边界, 补给水源和排泄出路。

不同的蓄水构造, 对含水层的埋藏及地下水的补给水量、水质均有很大的影响。尤其在坚硬岩层分布区, 首先要查明蓄水构造, 才能找到比较理想的地下水源。这类蓄水构造主要有: 单斜蓄水构造、背斜蓄水构造、向斜蓄水构造、断裂型蓄水构造、岩溶型蓄水构造等。在松散沉积

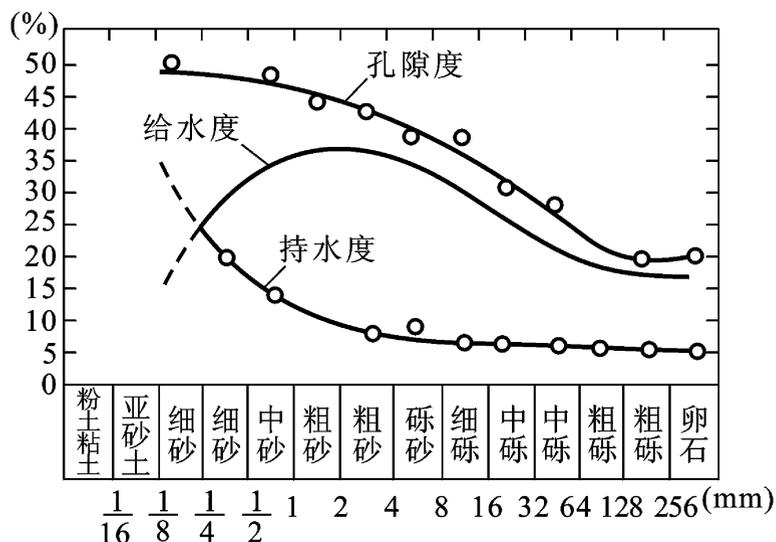


图 5-1 给水度、持水度、孔隙度的关系曲线

物广泛分布的河谷、山前平原地带,有人根据沉积物的成因类型,空间分布及水源条件,区分为山前冲洪积型蓄水构造、河谷冲积型蓄水构造、湖盆沉积型蓄水构造等。

二、地下水流系统

地下水虽然埋藏于地下,难以用肉眼观察,但它像地表上河流湖泊一样,存在集水区域,在同一集水区域内的地下水流,构成相对独立的地下水流系统。

(一) 地下水流系统的基本特征

在一定的水文地质条件下,汇集于某一排泄区的全部水流,自成一个相对独立的地下水流系统,又称地下水流系统。处于同一水流系统的地下水,往往具有相同的补给来源,相互之间存在密切的水力联系,形成相对统一的整体;而属于不同地下水流系统的地下水,则指向不同的排泄区,相互之间没有或只有极微弱的水力联系。

此外,与地表水系相比较,地下水流系统具有如下的特征:

1. 空间上的立体性 地表上的江河水系基本上呈平面状态展布;而地下水流系统往往自地表面起可直指地下几百上千米深处,形成空间立体分布,并自上到下呈现多层次的结构,这是地下水流系统与地表水系的明显区别之一。

2. 流线组合的复杂性和不稳定性 地表上的江河水系,一般均由一条主流和若干等级的支流组合而成有规律的河网系统。而地下水流系统则是由众多的流线组合而成的复杂的动态系统,在系统内部不仅难以区别主流和支流,而且具有多变性和不稳定性。这种不稳定性,可以表现为受气候和补给条件的影响呈现周期性变化,亦可因为开采和人为排泄,促使地下水流系统发生剧烈变化,甚至在不同水流系统之间造成地下水劫夺现象。

3. 流动方向上的下降与上升的并存性 在重力作用下,地表江河水流总是自高处流向低处;然而地下水流方向在补给区表现为下降,但在排泄区则往往表现为上升,如图 5 - 2,有的甚至形成喷泉。

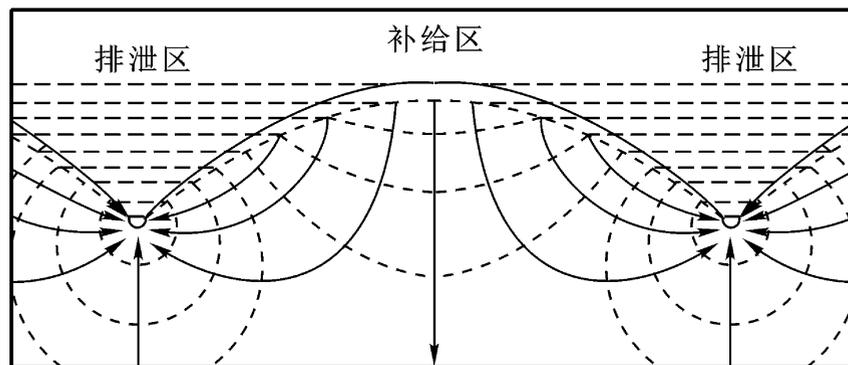


图 5 - 2 河间地块均质各向同性介质中的近似水流型式
(据 Hubbert, 1940)

除上述特点外,地下水流系统涉及的区域范围一般比较小,不可能像地表江河那样组合成面积广达几十万乃至上百万平方公里的大流域系统。根据托思(Tóth)的研究,在一块面积不大的地区,由于受局部复合地形的控制,可形成多级地下水流系统,不同等级的水流系统,它们的补给区和排泄区在地面上交替分布。

(二) 地下水域

地下水域就是地下水流系统的集水区域。它与地表水的流域亦存在明显区别,地表水的流动主要受地形控制,其流域范围以地形分水岭为界,主要表现为平面形态;而地下水域则要受岩性地质构造控制,并以地下的隔水边界及水流系统之间的分水界面为界,往往涉及很大深度,表现为立体的集水空间。

如以人类历史时期来衡量,地表水流域范围很少变动或变动极其缓慢,而地下水域范围的变化则要快速得多,尤其是在大量开采地下水或人工大规模排水的条件下,往往引起地下水流系统发生劫夺,促使地下水域范围产生剧变。

通常,每一个地下水域在地表上均存在相应的补给区与排泄区,其中补给区由于地表水不断地渗入地下,地面常呈现干旱缺水状态;而在排泄区则由于地下水的流出,增加了地面上的水量,因而呈现相对湿润的状态。如果地下水在排泄区以泉的形式排泄,则可称这个地下水域为泉域。

三、地下水系统垂向结构

(一) 地下水垂向层次结构的基本模式

如前所述,地下水流系统的空间上的立体性,是地下水与地表水之间存在的主要差异之一。而地下水垂向的层次结构,则是地下水空间立体性的具体表征。图 5 - 3 为典型水文地质条件下,地下水垂向层次结构的基本模式。自地表面起至地下某一深度出现不透水基岩为止,可区分为包气带和饱和水带两大部分。其中包气带又可进一步区分为土壤水带、中间过渡带及毛细水带等 3 个亚带;饱和水带则可区分为潜水带和承压水带两个亚带。从贮水形式来看,与包气带相对应的是存在结合水(包括吸湿水和薄膜水)和毛细水;与饱和水带相对应的是重力水(包括潜水和承压水)。

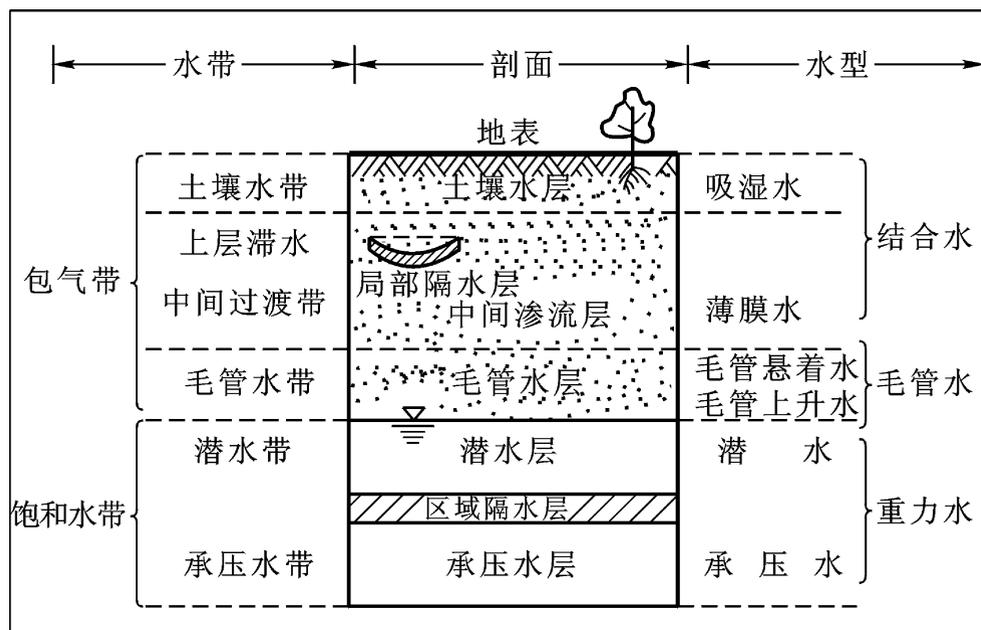


图 5 - 3 地下水垂向结构基本模式示意图

以上是地下水层次结构的基本模式,在具体的水文地质条件下,各地区地下水的实际层次结构不尽一致。有的层次可能充分发展,有的则不发育。如在严重干旱的沙漠地区,包气带很厚,饱和水带深埋在地下,甚至基本不存在;反之,在多雨的湿润地区,尤其是在地下水排泄不畅的低洼易涝地带,包气带往往很薄,甚至地下潜水面出露地表,所以地下水层次结构亦不明显。

至于像承压水带的存在,要求有特定的贮水构造和承压条件。而这种构造和承压条件并非处处都具备,所以承压水的分布受到很大的限制。但是上述地下水层次结构在地区上的差异性,并不否定地下水垂向层次结构的总体规律性。这一层次结构对于人们认识和把握地下水性质具有重要意义,并成为按埋藏条件进行地下水分类的基本依据。

(二) 地下水不同层次的力学结构

地下水在垂向上的层次结构,还表现为在不同层次的地下水所受到的作用力亦存在明显的差别,形成不同的力学性质。如包气带中的吸湿水和薄膜水,均受分子吸力的作用而结合在岩土颗粒的表面。通常,岩土颗粒愈细小,其颗粒的比表面积愈大,分子吸附力亦愈大,吸湿水和薄膜水的含量便愈多。其中吸湿水又称强结合水,水分子与岩土颗粒表面之间的分子吸引力可达到几千甚至上万个大气压,因此不受重力的影响,不能自由移动,密度大于1,不溶解盐类,无导电性,也不能被植物根系所吸收。

薄膜水 又称弱结合水,它们受分子力的作用,但薄膜水与岩土颗粒之间的吸附力要比吸湿水弱得多,并随着薄膜的加厚,分子力的作用不断减弱,直至向自由水过渡。所以薄膜水的性质亦介于自由水和吸湿水之间,能溶解盐类,但溶解力低。薄膜水还可以由薄膜厚的颗粒表面向薄膜水层薄的颗粒表面移动,直到两者薄膜厚度相当时为止。而且其外层的水可被植物根系所吸收。当外力大于结合水本身的抗剪强度(指能抵抗剪应力破坏的极限能力)时,薄膜水不仅能运动,并可传递静水压力。

毛管水 当岩土中的空隙小于1毫米,空隙之间彼此连通,就像毛细管一样,当这些细小空隙贮存液态水时,就形成毛管水。如果毛管水是从地下水面上升上来的,称为毛管上升水;如果与地下水面没有关系,水源来自地面渗入而形成的毛管水,称为悬着毛管水。毛管水受重力和负的静水压力的作用,其水分是连续的,并可以把饱和水带与包气带联起来。毛管水可以传递静水压力,并能被植物根系所吸收。

重力水 当含水层中空隙被水充满时,地下水分将在重力作用下在岩土孔隙中发生渗透移动,形成渗透重力水。饱和水带中的地下水正是在重力作用下由高处向低处运动,并传递静水压力。

综上所述,地下水在垂向上不仅形成结合水、毛细水与重力水等不同的层次结构,而且各层次上所受到的作用力亦存在差异,形成垂向力学结构,如表5-1所示。

(三) 地下水体系作用势

所谓“势”是指单位质量的水从位势为零的点,移到另一点所需的功,它是衡量地下水能量的指标。根据理查兹(Richards)的测定,发现势能(ϕ)是随距离(L)呈递减趋势,并证明势能梯度($-d\phi/dL$)是地下水在岩土中运动的驱动力。地下水总是由势能较高的部位向势能较低的方向移动。

地下水体系的作用势根据其力源性质,可分为重力势、静水压势、渗透压势、吸附势等分势,这些分势的组合称为总水势。

1. 重力势(ϕ_g) 指将单位质量的水体,从重力势零的某一基准面移至重力场中某给定位位置所需的能量,并定义为 $\phi_g = Z$, 式中 Z 为地下水位置高度。具体计算时,一般均以地下水位的高度作为比照的标准,并将该位置的重力势视为零,则地下水位以上的重力势为正值,地下水面以下的重力势为负值。

2. 静水压势(p) 连续水层对它层下的水所产生的静水压力, 由此引起的作用势称静水压势, 由于静水压势是相对于大气压而定义的, 所以处于平衡状态下地下水自由水面处静水压力为零, 位于地下水水面以下的水则处于高于大气压的条件下, 承载了静水压力, 其压力的大小随水的深度而增加, 以单位质量的能量来表达, 即为正的静水压势, 反之, 位于地下水水面以上非饱和带中地下水则处于低于大气压的状态条件下。由于非饱和带中有闭蓄气体的存在, 以及吸附力和毛管力的对水分的吸附作用, 从而降低了地下水的能量水平, 产生了负压效应, 称为负的静水压势, 又称基模势。

3. 渗透压势(π) 又称溶质势, 它是由于可溶性物质在溶于水形成离子时, 因水化作用将其周围的水分子吸引并作定向排列, 并部分地抑制了岩土中水分子的自由活动能力, 这种由溶质产生的势能称为溶质势, 其势值的大小恰与溶液的渗透压相等, 但两者的作用方向正好相反, 显然渗透压势为负值。

4. 吸附势(ψ_a) 岩土作为吸水介质, 所以能够吸收和保持水分, 主要是由吸附力的作用, 水分被岩土介质吸附后, 其自由活动的的能力相应减弱, 如将不受介质影响的自由水势作为零, 则由介质所吸附的水分, 其势值必然为负值, 这种由介质吸附而产生的势值称为吸附势, 或介质势。

5. 总水势 总水势就是上述分势的组合, 即 $\psi = \psi_g + \psi_p + \psi_\pi + \psi_a$, 但处于不同水带的地下水其作用势并不相等, 对于包气带中地下水而言, 其总的的作用势 ψ_N 为

$$\psi_N = \psi_g + \psi_p + \psi_\pi + \psi_a \quad (5-1)$$

式中, ψ_p 为负的静水压力势。对于位于地下饱水带中地下水来说, ψ_p 为正静水压力势, 而渗透压势 ψ_π 和吸附势均可不考虑, 所以其总势

$$\psi_s = \psi_g + \psi_p \quad (5-2)$$

根据以上分析, 可将地下水垂向上力学性质和作用势列表如下:

表 5-1 地下水垂向力学结构*

地下水垂向层次结构			地下水垂向力学结构				
			作用力	作用势	吸 持 力 **		
		水柱高(cm)			大气压力(巴)		
包气带	结合水	吸湿水	分子吸力	吸附势	10^7	10 000	小 于 大 气 压
		薄膜水	渗透压力	渗透压势	10^6	1 000	
	自由水	上层滞水	重力	重力势	10^5	100	
			重力	重力势	10^4	10	
		毛管悬着水	重力	重力势	10^4	4.1—7.0	
			负的静水压力	负的毛细水势	10^3	0.14—0.66	
地下水水面			静水压势为零		等于大气压		
饱水带	重力水	潜水	重力	重力势	10^2	0.1	大 于 大 气 压
		承压水	正的静水压力	正的静水压势	10^1	0.01	
深 部 裂 隙 水 和 岩 溶 水							

* 本表据南京大学《水文学基础》中表 5-3 改编。

** 岩土对水的吸持力可用张力计(负压计)进行测定。

第二节 地下水类型

一、地下水基本类型的划分

地下水与地表上其他水体相比较,无论从形成、平面分布与垂向结构上讲,还是从水的理化性状、力学性质上看,均显得复杂多样。地下水的这种多样性和变化复杂性,是地下水类型划分的基础;而地下水的分类,又是揭示地下水内在的差异性,充分认识和把握地下水的特性及其动态变化规律的有效方法和手段。因而具有十分重要的理论意义和实际价值。

地下水的分类方法有多种,并可根据不同的分类目的、不同的分类原则与分类标准,可以区分为多种类型体系。如按地下水的起源和形成,可区分为渗入水、凝结水、埋藏水、原生水和脱出水等;按地下水的力学性质可分为结合水、毛细水和重力水;如按地下水的化学成分的不同,又有多种分类。但从地理水文学角度来说,特别重视如下的分类:

(一) 按地下水的贮存埋藏条件分类

1. 包气带水

结合水(分吸湿水、薄膜水)

毛细水(分毛细悬着水与毛细上升水)

重力水(分上层滞水与渗透重力水)

2. 饱水带水

潜 水

承压水(分自流溢水与非自流溢水)

(二) 按岩石的贮水空隙的差异分类

1. 孔隙水

2. 裂隙水

3. 岩溶水

在上述两种基本类型的基础上,将它们组合在一起,便可得到如表 5 - 2 所示的组合类型,如孔隙潜水、承压裂隙水等等。

表 5 - 2 地下水综合分类组合表

	孔 隙 水	裂 隙 水	岩 溶 水
上层滞水	沼泽水、土壤水、沙漠及滨海砂丘水、隔水透镜体上的水	基岩风化壳中季节性存在的地下水	裸露岩层中季节性存在的水
潜 水	冲积、坡积、洪积、湖积、冰积物中的水	基岩上部裂隙中的层状水、未被水充满的层间裂隙水	裸露岩层上部层状水、未被充满的层间岩溶水、未被充满溶洞的地下暗河水
承压水	松散岩层构成的向斜、单斜中的水、山前平原的深部水	向斜或单斜构造层状裂隙岩层中的水、构造破碎带、接触带中的水	构造盆地、向斜或单斜构造中的岩溶水、构造破碎带、接触带中的水

二、包气带水

(一) 包气带水的特征与包气带的类型

贮存在地下自由水面以上包气带中的水,称为包气带水。包气带水包括吸湿水、薄膜水、毛细水、汽态水、过路的重力渗入水以及上层滞水。

1. 包气带水的主要特征 与饱和带中的地下水相比较,包气带水具有如下特征:其一包气带含水率和剖面分布最容易受外界条件的影响,尤其是与降水、气温等气象因素关系密切,多雨季节,雨水大量入渗,包气带含水率显著增加;干旱月份,土壤蒸发强烈,包气带含水量迅速减少,致使包气带水呈现强烈的季节性变化。其二包气带在空间上的变化,主要体现在垂直剖面上的差异,一般规律是愈近表层,含水率的变化愈大,逐渐向下层,含水率变化趋于稳定而有规律。其三包气带含水率变化还与岩土层本身结构,岩土颗粒的机械组成有关,因为颗粒组成不同,使得岩土的孔隙大小和孔隙度发生差异,从而导致了含水量的不同。

2. 包气带的类型 通常,根据包气带厚度的不同,将包气带区分为厚型、薄型与过渡型等3种类型。

1) 厚型 包气带比较厚,即使在地下水自由水面较高的雨季,带内毛管上升高度亦不能到达地表,整个包气带可以进一步区分出土壤水带、中间过渡带以及毛管上升带等3个亚带,如图5-4所示。其中土壤水带从地表到主要植物根系分布下限,通常只有几十厘米的厚度。除水汽与结合水外,水分主要以悬着水形式存在于土壤孔隙之中,所以又称为悬着水带。其主要特点受外界气象因素的影响大,与外界水分交换最为强烈,所以含水量变化大。当土壤孔隙中毛细悬着水达到最大含量时,称此含水率为“田间持水量”。入渗的水一旦超过田间持水量,土体无法再保持超量的水分,于是在重力作用下沿非毛细空隙向下渗漏。

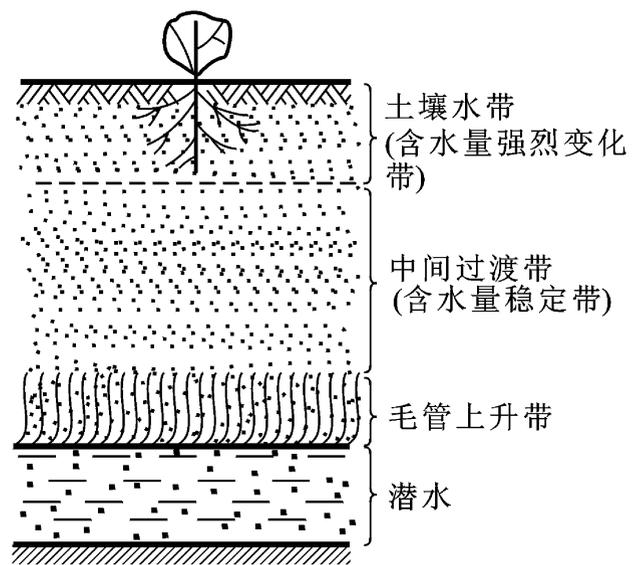


图5-4 厚型包气带水分垂直分带示意图

中间过渡带处于悬着水带与毛管上升带之间。其本身并不直接与外界进行交换,而是一个水分蓄存及传送带。它的厚度变化比较大,主要取决整个包气带的厚度,如包气带本身很薄,中间带往往就不复存在。本带的特点是水分含量不仅沿深变化小,而且在时程上也具有相对稳定性,水分运行缓慢,故又名含水量稳定带。

毛管上升带位于潜水面以上,并以毛管上升高度为限,具体厚度视颗粒的组成而定。颗粒细、毛管上升高度大,本带就厚,反之则薄。在天然状态下,毛管上升带厚度一般在1—2米左右。毛管上升带内的水分分布的一般规律是:其含水率具有自下而上逐渐减小的特点,由饱和含水率逐步过渡到与中间过渡带下端相衔接的含水量。对于干旱的土层,则以最大分子持水量为下限。而且对于给定的岩土层,这种分布具有相对的稳定性。

2) 薄型 薄型的包气带其厚度往往不到1米,有的只有几十厘米,包气带内只有毛细上升带的存在,没有中间过渡带,强烈变化亦不明显。因而毛细上升水可以直接到达地表,在这种情

况下,毛细管就像无数的小吸管,源源不断地将地下水吸至地表,所以地下潜水蒸发迅速。反之由于包气带薄,降水入渗补给地下水的途径亦短,雨后地下潜水面上升快。因而薄型包气带之下的潜水季节变化强烈。

3) 过渡型 过渡型包气带之厚度介于上述两类之间,并存在明显的季节性变化。在雨季,地下水面上升,包气带变薄,只存在毛细上升带;到了旱季,地下水面下降,整个包气带又可区分出3个亚带。我国东部平原地区的地下包气带大多属于这种类型。

(二) 包气带的水分交换与动态

包气带中的水分,不仅垂向上存在明显差异,而且在时程上亦不断变化。这种变化一方面是由于和外界发生水分交换而引起的,另一方面是通过内部水分的再分配和内排水过程而发生的。这种变化的结果还会影响到后继降水的径流形成过程。

造成包气带水分增长途径有两个,一是通过上界面得到降水与地表水的补给;二是通过下界面来自饱和水带的补给。在给定的条件下,包气带水分的增长及运动受控于土壤水分势梯度,以及土壤的水分传导特性。一般情况下,由于下界面的交换处于稳定的均衡状态,因此上界面的交换是造成包气带水分增长的主要方面。据观测,在干旱地区,透水性较差的土壤,一次降水形成的下渗锋面一般均在10厘米以内,在个别长历时低强度的降水情况下(降水量达40—80毫米),其锋面可下深至60—80厘米。

包气带中水分的消退亦是在它的上、下界面上进行的。其中土壤蒸发和植物散发是造成上层水分消退的主导因素,内排水则是水分通过下界面的主要消退方式。两相比较,与增长过程一样,水分消退过程主要是通过上界面进行的。其消退量可采用三段模式进行计算:

$$\begin{aligned} \text{当 } i > f & \quad E = E_p \\ \text{当 } f > i > a & \quad E = E_p \exp(-kt) \\ \text{当 } i < a & \quad E = c \end{aligned} \quad (5-3)$$

式中, i 为土壤实际含水量; f 为田间持水量; a 为最大分子持水量; E 为实际蒸发量; E_p 为蒸发能力, k 为系数; c 为常数。

包气带中水分增长、消退及各有关参数的定量关系,可借助于水量平衡原理来表达,即在某一给定时段(t)内包气带内水分变化量 W 可用下式表达:

$$W = I - E - R_{ss} - F_d \quad (5-4)$$

式中, I 为时段内地面入渗水量; E 为蒸发量; R_{ss} 为土壤中侧向净流出量; F_d 为深层下渗量。计算单位均以毫米表示。

降雨期间由于 $E = 0$, 则 $W = I - R_{ss} - F_d$, W 为正值,是包气带水分增长期。

在无雨期, $I = 0$, 则 $W = -E - R_{ss} - F_d$, W 为负值,是水分消退期。

式(5-4)中的时段地面入渗量 I , 可由包

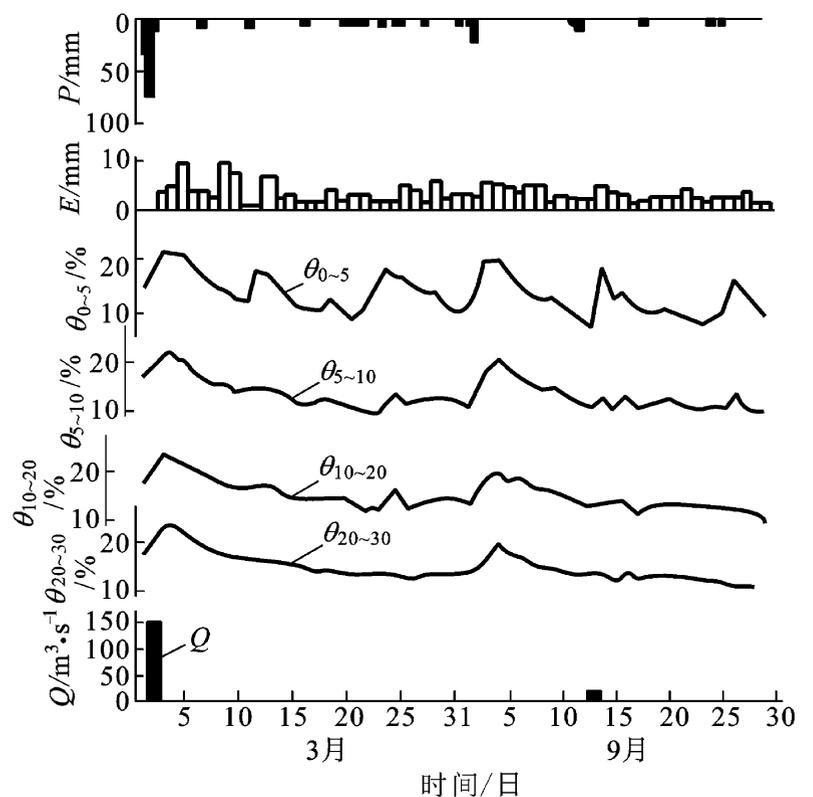


图5-5 太原径流实验站西庄沟1985年8—9月 P 、 E 、 Q 过程线(包气带水分增消过程)

气带上界面以上, 大气系统水量平衡方程求出。

$$I = P - I_n - R_s - S_d \quad (5-5)$$

式中, P 为时段降水量; I_n 为植物截流量; R_s 为地表径流量; S_d 为填注水量。

如 I_n 及 S_d 可忽略不计, 则有 $I = P - R_s$, 并代入式(5-4) 则:

$$W = P - R_s - E - R_{ss} - F_d \quad (5-6)$$

上式即为大气 - 土壤系统的水量平衡方程式, 它是表达产流量与各参数关系的基本方程。

三、潜水

(一) 潜水的概念和主要特征

饱水带中自地表向下第一个具有自由水面的含水层中的重力水, 称为潜水, 如图 5-7。表征潜水特性的参数有:

潜水位(h) 是指潜水面上任一点的海拔高程(米);

潜水埋深(T) 是指潜水面距地表的铅直距离(米);

含水层厚度(H) 指潜水面至隔水底板的距离(米);

潜水流水力坡度: 是指潜水面上任意两点的水位差与该两点的渗透距离之比。

潜水在重力作用下自水位高处向水位低处流动, 形成潜水流。如遇大面积的不透水底板呈下凹状态, 潜水面坡度近于零, 潜水几乎静止不动, 可形成潜水湖, 如图 5-7 所示。潜水与承压水相比较, 呈现以下两大基本特点:

第一, 由于潜水面上没有稳定的隔水层, 潜水面通过包气带中的孔隙与大气相连通, 潜水面上任一点的压强等于大气压强, 所以潜水面不承受静水压力。而且一般情况下, 潜水分布区与补给区基本一致。

第二, 潜水含水层通过包气带与地表水及大气圈之间存在密切联系, 因此深受外界气象、水文因素的影响, 动态变化比较大, 呈现明显的季节变化。丰水季节潜水补给充足, 贮量增加, 潜水面上升, 厚度增大, 埋深变浅, 水质冲淡, 矿化度降低; 枯水季节, 补给量减少, 潜水位下降, 埋深加大, 水中含盐量浓度增大, 矿化度提高。

(二) 潜水面形状及其表示方法

1. 潜水面的形状 它是潜水外在的表征, 它一方面反映外界因素对潜水的影 响, 另一方面又可反映潜水本身的流向, 水力坡度以及含水层厚度等一系列特性。潜水面虽然是一个自由水面, 但由于受到埋藏地区的地形、岩性等因素的制约, 可以呈现倾斜、抛物线形和水平等多种形状。总体上说, 潜水自补给区向排泄区汇集的过程中, 其潜水面随地形条件变化, 上下起伏, 形成向排泄区斜倾的曲面, 但曲面的坡度比地面起伏要平缓得多。此外含水层的岩性、厚度、隔水

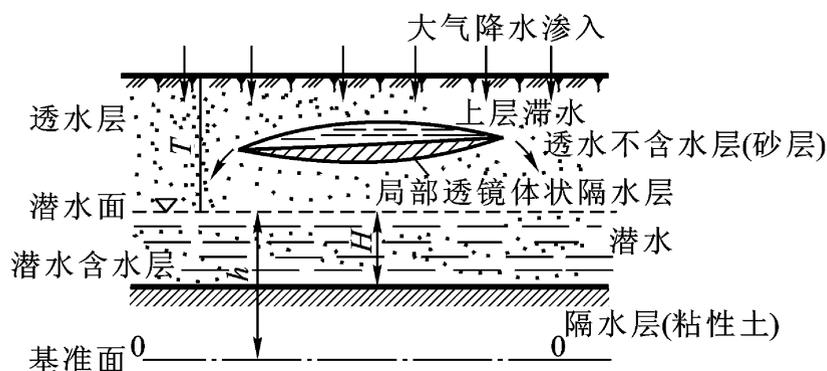


图 5-6 潜水及上层滞水示意图

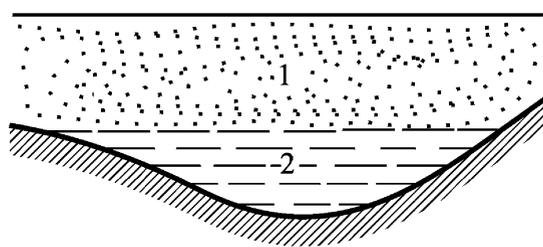


图 5-7 潜水湖示意图

1. 包气带; 2. 饱水带

层底板的形状以及人工抽水等均会影响到潜水面的形状,如图5-8。一般规律是若岩性颗粒变粗,则含水层透水性增强,潜水面坡度趋向平缓,当含水层沿潜水流向增厚,潜水面坡度也变缓,反之则变陡。如隔水底板向下凹陷,潜水汇集可形成前述之潜水湖,此时潜水面基本上呈水平状;在人工大规模抽水的条件下,一旦潜水补给速度低于抽水速度,潜水位逐步下降可使潜水面形成一个以抽水井为中心的漏斗状曲面。

2. 潜水面表示方法 一般采用如下两种:一是绘制水文地质剖面图,即在研究区域内选择代表性剖面线,再将剖面线上各点的有关资料按一定的比例绘制在图上,并将岩性相同的地层和各点的同一时期的潜水位相连,就可得潜水面的形状。另一种是以平面图的形式表示,即绘制等水位线图。绘制方法类似于绘制地形图。它先以一定比例尺的地形图作底图,而后按一定的水位间隔,将某一时间潜水位相同的各点联成等水位线。为了全面了解潜水面的变化特点和规律,通常在同一地区应分别绘制出高水位期和低水位期两种潜水等水位线图。

潜水等水位线图具有重要的实用价值,它可以用来研究和解决如下问题:

确定潜水流向 垂直于等水位线,并从高水位指向低水位的方向,即为潜水的流向;

确定潜水面的水力坡度 沿水流方向取任意两点的水位差,除以两点间投影在平面上的直线距离,即可得出水力坡度。

此外在等水位线图上还可查取地下水的埋藏深度,推断含水层的岩性与厚度变化,确定潜水与地表水的互补关系,以及研究和布设引水、排水工程的位置等,见图5-9。

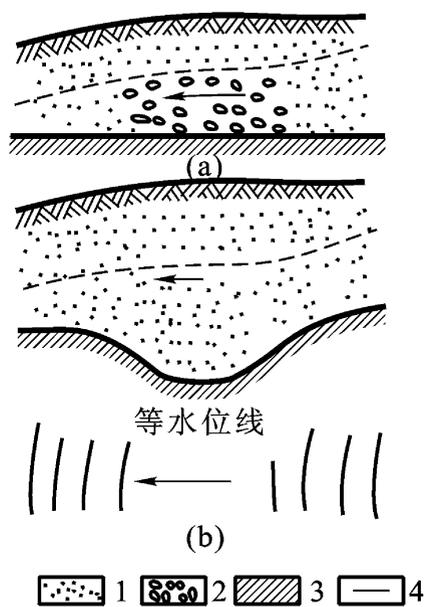


图5-8 潜水面形状与岩层透水性及厚度的关系图

(a) 岩层透水性发生变化; (b) 岩层厚度发生变化
1. 含水砂; 2. 含水砾石; 3. 隔水层顶板; 4. 流向

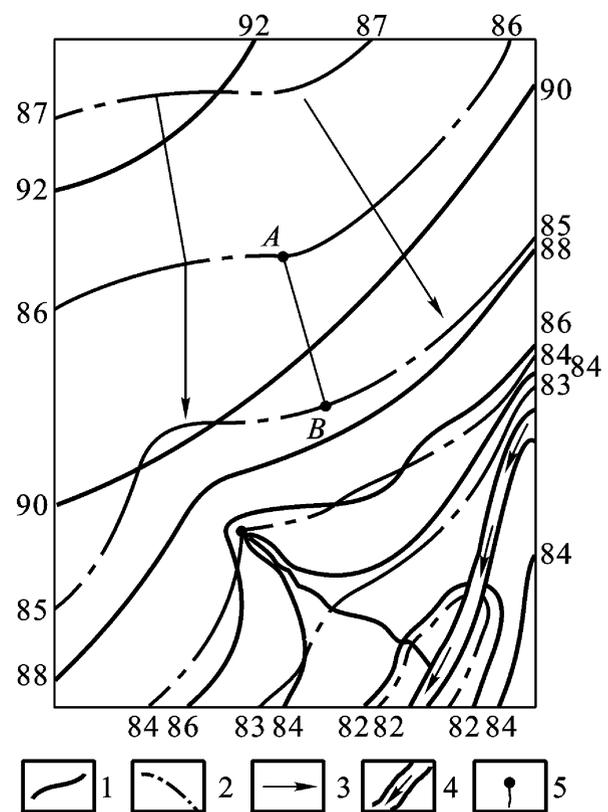


图5-9 某坝址左岸枯水期潜水等水位线图

1. 地形等高线; 2. 潜水等水位线; 3. 潜水埋藏深度等值线(埋藏深度相同的各点按一定间隔的连线);
4. 小溪沟; 5. 潜水流向

(三) 潜水与地表水之间的互补关系

潜水与地表水之间存在着密切的内在联系。在靠近江河、湖(库)等地表水体的地区,地下潜水常以潜水流的形式向这些水体汇集,成为地表径流的重要补给水源。特别在枯水季节,降

水稀少,许多河流全赖地下潜水的补给,以至河川径流过程,成为地下潜水的出流过程。但在洪水期,江河水位高于地下潜水位时,潜水流的水力坡度形成倒比降,于是河水向两岸松散沉积物中渗透,补给地下潜水。汛期一过,江河水位低落,贮存在河床两岸的地下水,重又回归河流。上述现象称为地表径流的河岸调节,此种调节过程往往经历整个汛期,并具有周期性规律,通常距离河流愈近,潜水位的变幅愈大,河岸调节作用愈明显。在平原地区,这种调节作用影响的范围可向两岸延伸1—2公里。

潜水与地表水之间的这种相互补给和排泄关系,称为水力联系。一般可将潜水与地表水之间关系划分为以下几种类型:

1. 具有周期性水力联系 这种类型在大中型河流的中下游冲积、淤积平原上比较多见。如果平原上地下隔水层处于河流最枯水位以下,亦即河槽底部位于潜水含水层中,于是在江河水位高涨的洪水时期,河水渗入两岸松散沉积物中,补给地下潜水,部分洪水贮存于河岸,使河槽洪水有所削减;枯水期江河水位低于两岸潜水位,潜水补给河流,于是原先贮存于河岸的水量归流入河,起着调节地表径流的作用。如图5-10上的(a),在水位过程线上,明显的表现为地下潜水受控于地表河水,并在雨洪期涨水阶段的地下径流表现为负值。

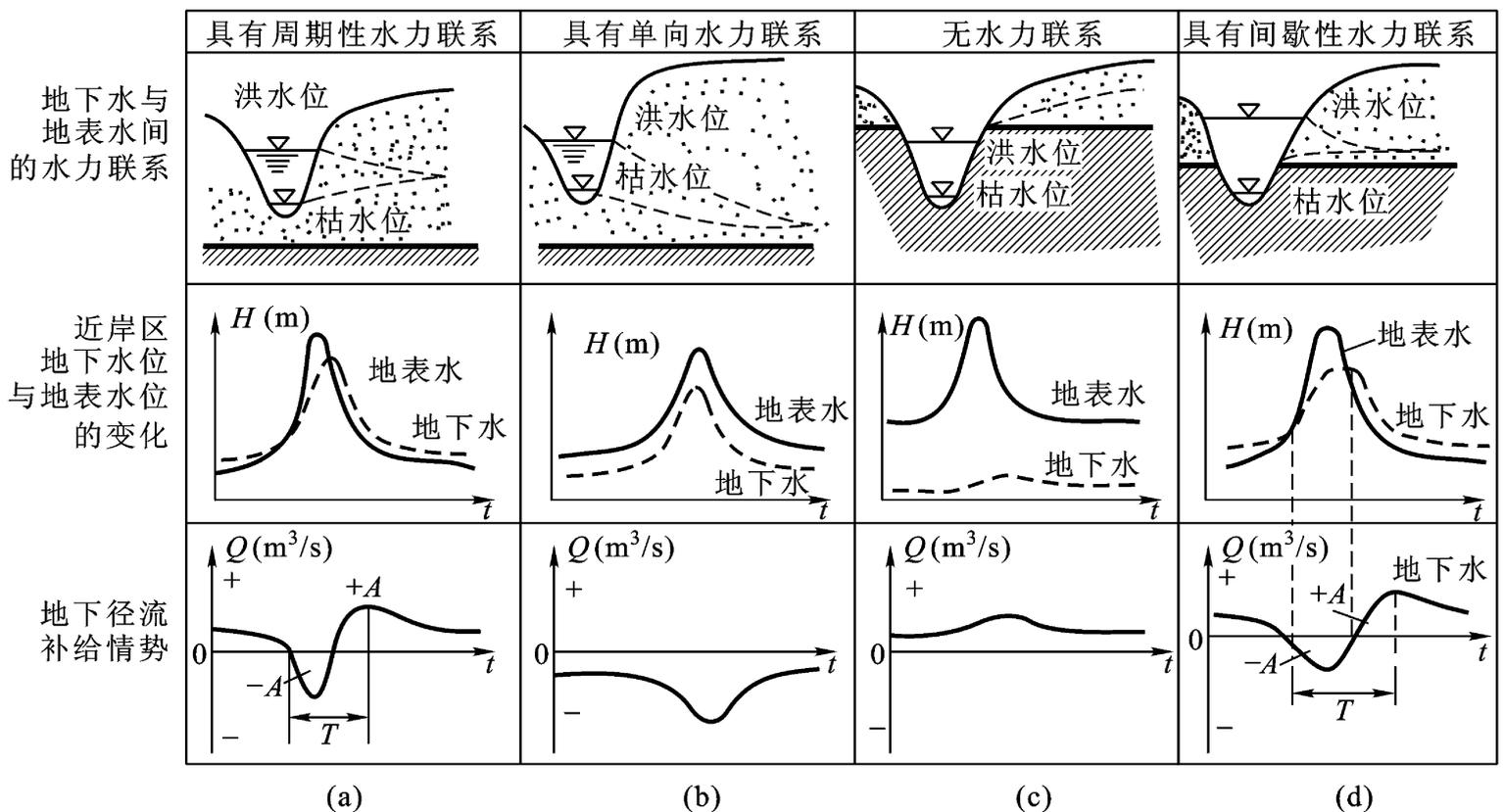


图5-10 地下水与地表水间的水力联系及地下径流补给情势

T: 雨洪期 ±A 雨洪期地下径流量

2. 具有单向的水力联系 这种类型常见于山前冲积扇地区、河网灌区以及干旱沙漠区,在这些地区的地表江河水位,常年高于地下潜水位,所以河水长年的渗漏,不断补给地下潜水,如图5-10上的(b)所示,地下径流均为负值。

3. 具有间歇性水力联系 这是介于上述单向水力联系以及无水力联系之间的一种过渡类型。通常在丘陵和低山区潜水含水层较厚的地区比较多见。在这些地区,如隔水层的位置介于河流洪枯水位之间,地下潜水与地表河水之间就可能存在间歇性水力联系。当洪水期时河水位高于潜水位,河流与地下水之间发生水力联系,河流成为地下潜水的间歇性补给源;而在枯水

期, 地表水与地下水脱离接触, 水力联系中断, 此时仅在潜水出露点。潜水以悬挂泉的形式出露地表。因此间歇性的水力联系仅存在部分的河岸调节作用, 如图 5 - 10 上的(d)。

此外还有一种所谓无水力联系, 如图 5 - 10 上的(c), 地下潜水位恒高于江河水位, 单向的补给河流, 与河水不发生水力联系的关系。

四、承压水

承压水是指充满于两个稳定隔水层之间的含水层中的地下水。倘若含水层没有完全被水充满, 且像潜水那样具有自由水面, 则称为无压层间水。

(一) 承压水的主要特征

相对于潜水等其他类型的地下水, 承压水具有如下主要特征:

1. 承压性 承压水由于存在隔水层顶板而承受静水压力。这是承压水的最基本特征。当钻孔穿透隔水层顶板时才能见到承压水, 此时水面的高程称初见水位(H_1)。此后地下水在静水压力作用下, 将顺着钻孔上升到一定高度才能静止下来, 此静止水面高出含水层顶板底面的距离称为该点的承压水头(h)。而静水面的高程就是含水层在该点的承压水位(H_2)。如果承压水位高于地表, 承压水将能自喷到地表, 这样的承压水又称为自流水。

2. 承压水的分布区与补给区不一致 这是承压水有别于潜水的又一特征, 如图 5 - 12 所示。

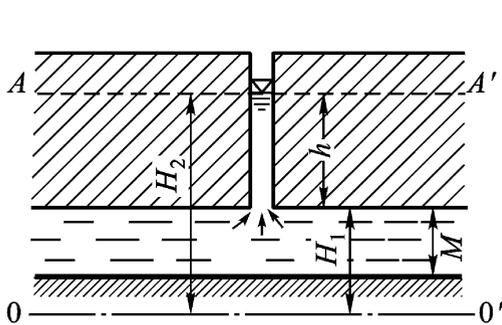


图 5 - 11 承压水埋藏示意图

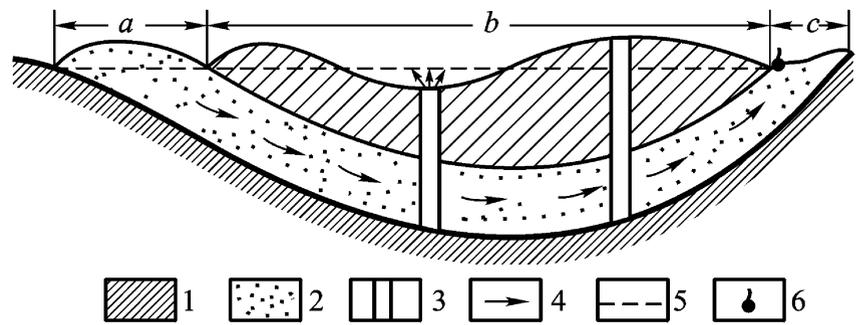


图 5 - 12 自流盆地示意图

1. 隔水层; 2. 含水层; 3. 不自喷的钻孔;
4. 地下水流向; 5. 测压水位; 6. 泉

3. 受外界的影响相对要小, 动态变化相对稳定 由于隔水层顶板的存在, 在相当大的程度上阻隔了外界气候、水文因素对地下水的影响, 因此承压水的水位、温度、矿化度等均比较稳定。但从另一方面说, 在积极参与水循环方面, 承压水就不似潜水那样活跃, 因此承压水一旦大规模开发后, 水的补充和恢复就比较缓慢, 若承压水参与深部的水循环, 则水温因明显增高可以形成地下热水和温泉。

4. 水质类型多样, 变化大 承压水的水质从淡水到矿化度极高卤水都有存在, 可以说具备了地下水各种水质类型。有的封闭状态极为良好的承压含水层, 与外界几乎不发生联系, 至今保留着古代的海相残留水, 由于浓缩之缘故, 其矿化度可达数百克/升之多, 此外承压水质常呈现垂直或水平分带的规律。

(二) 承压水的形成

承压水的形成主要取决于地质构造条件, 只要有适合的地质构造, 无论孔隙水、裂隙水或岩溶水都可以形成承压水。最适宜于承压水形成的是向斜构造和单斜构造, 分述如下:

1. 向斜盆地构造 图 5 - 12 即为典型的向斜盆地蓄水构造, 这种盆地又称承压盆地或自流盆地, 它可以是大型的复式构造, 亦可以是单一的向斜构造。无论是哪一类, 一般均包括有补给区、承压区及排泄区等 3 个组成部分。补给区通常处于盆地的边缘, 地形相对较高, 直接接受大气降水和地表水的入渗补给。从补给区当地来看, 它是潜水, 具有地下自由水面, 不受静水压力。承压区一般位于盆地中部, 分布范围较大, 含水层的厚度往往因受构造的影响而有变化, 由于其上覆盖有隔水层, 含水层中的水承受静水压力, 具有压力水头, 如果承压水头高出地表, 这时的水头称为“正水头”, 反之, 称为“负水头”。

排泄区一般位于被河谷切割的相对低洼的地区, 在这种情况下, 地下水常以上升泉的形式出露地表, 补给河流。其出流过程一般相当稳定。

我国承压盆地十分普遍, 其中位于华北地区的寒武 - 奥陶系构成的承压盆地, 以及华南地区的石炭 - 二叠系构成的承压盆地最为重要。此外, 我国第四系拗陷所形成的自流盆地也有重要意义。这些盆地不但分布面积广, 而且水质好, 水量丰富, 如陕西省关中平原、山西的汾河平原、内蒙古河套平原以及新疆等地的许多山间盆地, 都属第四系拗陷所构成的承压盆地。

2. 承压斜地构造 又称自流斜地, 它主要由单斜岩层组所组成。它的重要特征是含水层的倾没端具有阻水条件。造成阻水条件的成因归纳起来主要有 3 种, 其一是透水层和隔水层相间分布, 并向一个方向倾斜, 地下水充满在两个隔水层之间的透水层中, 便形成承压水。最常见的如图 5 - 13 所示的山前承压斜地。

第二种是由于含水层发生相变或尖灭形成承压斜地。含水层上部出露地表, 下部在某一深度处尖灭, 即岩性发生变化, 由透水层逐渐转化为不透水层, 形成承压条件, 如图 5 - 14 所示。

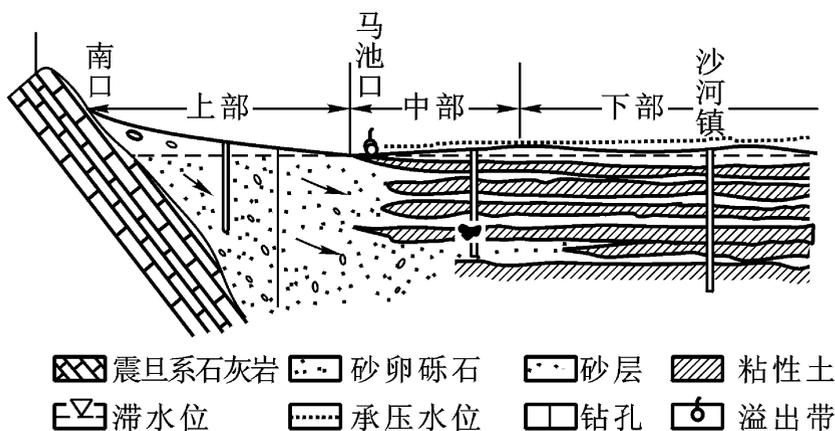


图 5 - 13 南口冲洪积扇水文地质剖面
上部—径流带; 中部—溢出带; 下部—承压带

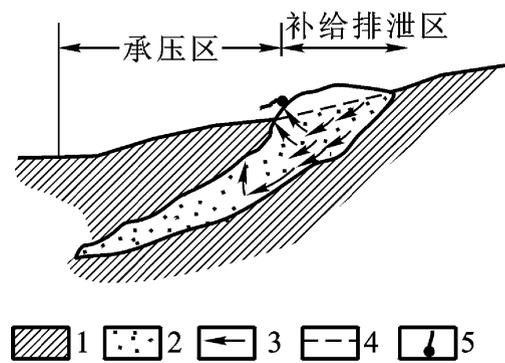


图 5 - 14 岩层尖灭形成的承压斜地
1. 粘土层; 2. 砂层; 3. 地下水流向; 4. 地下水位; 5. 泉

第三种是由于含水层倾没端被阻水断层或阻水岩体封闭, 从而形成承压斜地。山东济南附近石灰岩层被闪长岩侵入体所掩盖, 迫使岩溶水以泉的形式涌出地表, 形成典型的承压水斜地, 图 5 - 15。

承压斜地亦可划分为补给区、承压区与排泄区 3 部分, 但其相对位置则视具体情况而定。可以像自流盆地那样, 补给区与排泄区位于两侧, 中间为承压区; 亦可能承压区位于一侧, 而补给区与排泄区相邻。

(三) 承压水等水压线

所谓等水压线, 就是某一含水层中承压水位相等的各点的连线。将这些等水压线绘制在同

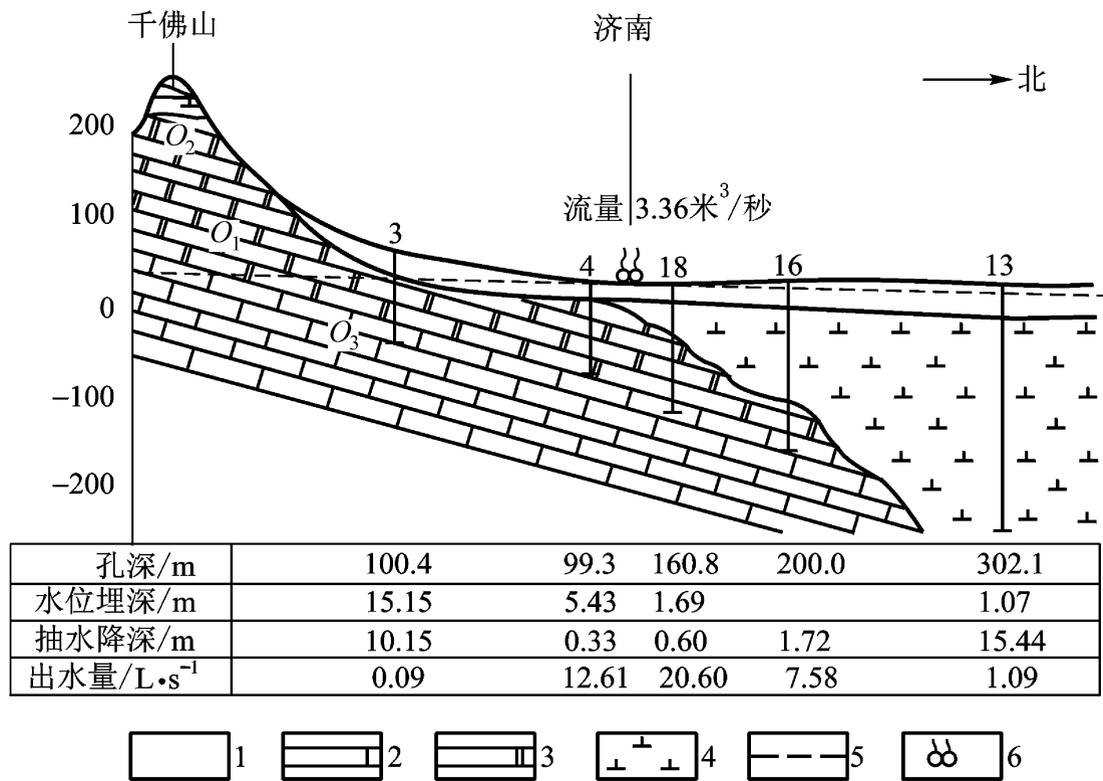


图 5 - 15 山东省济南附近水文地质剖面图(据山东省地质局)

1. 粘性土夹砾石; 2. 石灰岩; 3. 白云岩; 4. 闪长岩; 5. 地下水水位; 6. 泉

一图上, 可得出承压水面, 承压水面不同于潜水面, 常与地形极不吻合, 甚至高于地表面。钻孔钻到承压水位处是见不到水的。必须凿穿隔水顶板才能见到水, 因此, 通常在等水压线图上要附以含水层顶板等高线, 见图 5 - 16。

等水压线图有许多实际用途, 如可以确定承压水流的方向, 承压水的埋藏深度、承压水头的大小等, 并可用来判定开采条件的优劣以及布设井孔等。

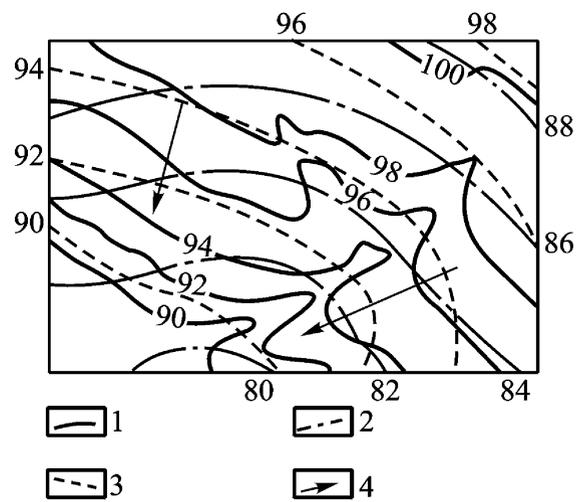


图 5 - 16 承压水等水压线图

1. 地形等高线; 2. 含水层顶板等高线; 3. 等压线; 4. 地下水流向

五、孔隙水

孔隙水是指埋藏于松散岩土孔隙中的重力水。孔隙水既可以是承压的, 也可以是非承压的。在我国, 孔隙水主要贮存于第四纪和第三纪未胶结的松散岩土层中。

孔隙水与裂隙水, 岩溶水相比较, 由于松散岩层一般连通性好, 含水层内水力联系密切, 地下水具有统一水面, 其透水性、给水性变化较裂隙、岩溶含水层为小, 孔隙水的运动大多呈层流状态。

通常, 孔隙水还可根据松散沉积物的成因类型以及地貌条件上的差异, 可区分为山前倾斜平原孔隙水、河谷地区的孔隙水、冲积平原孔隙水、山间盆地孔隙水, 以及黄土地区孔隙水和沙漠地区的孔隙水等。以下介绍山前倾斜平原上的孔隙水。

山前倾斜平原系山区与平原相接的过渡地带。通常是由一连串冲积、洪积扇以及山麓坡积相连而成。地面坡度由陡变缓, 沉积物由粗变细, 层次由少变多、地下水埋深由深变浅, 水力坡

度由大变小, 透水性和给水性由强变弱, 径流条件由好变差, 矿化度由低增高、水质由好变差。其中对于典型冲洪积扇而言, 自出山口至平原沿着纵向可分为 3 个水文地质带, 如图 5 - 17 所示。

深埋带 深埋带位于洪积扇上部, 地面坡度大, 沉积物粗, 透水性好, 来自大气降水、山区河水的补给条件好, 径流条件亦好, 由于地下水埋藏深, 常达数十米, 故称深埋带。

溢出带 溢出带位于洪积扇中部, 具有过渡特性, 地形变缓, 颗粒变细, 透水性和潜水径流明显减弱, 潜水埋深变浅, 蒸发作用加强, 水的矿化度增大, 由于受透水性差的土层阻挡, 常有泉溢出, 所以称溢出带。

垂直交替带 此带位于洪积扇前缘, 其边缘常因冲积、湖积物交替沉积, 形成复合堆积, 透水性弱, 径流缓慢, 地下潜水主要消耗于蒸发, 故称垂直交替带。如垂直交替带底部存在承压含水层, 往往形成底部承压水的顶托补给。

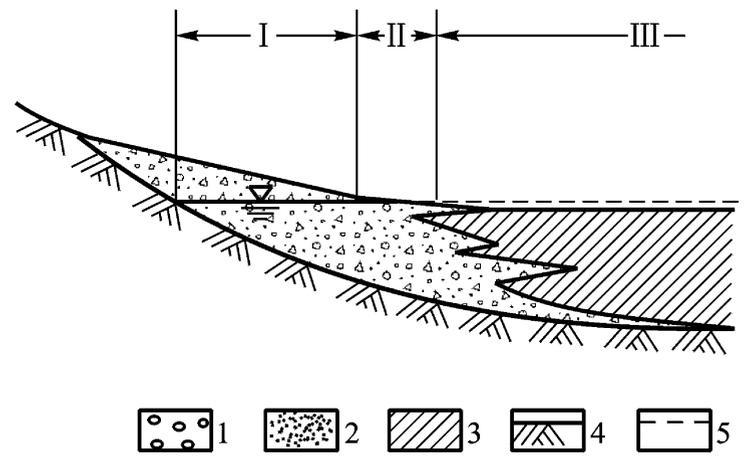


图 5 - 17 洪积物中地下水分带示意图

· 深埋带; · 溢出带; · 垂直交替带

1. 砾卵石; 2. 砂; 3. 亚粘土及亚砂土; 4. 基岩; 5. 水位

六、裂隙水

裂隙水是指存在于岩石裂隙中的地下水。裂隙水的埋藏、分布与运动规律, 主要受岩石的裂隙类型、裂隙性质、裂隙发育的程度等因素控制。与孔隙水相比较, 裂隙水具有如下特征。

第一, 裂隙水埋藏与分布极不均匀。这种不均匀性是由贮水裂隙在岩石中分布的不均匀所引起的。岩石裂隙发育的处所, 容易富集地下水; 反之裂隙不发育也就难以集聚地下水。裂隙水的这一特性, 往往造成同一地区两个相邻的钻孔, 它们的出水量可相差几十甚至上百倍。

实际表明岩石的裂隙率与岩相变化有关, 一般粒粗坚硬的岩石的裂隙率要高于细粒柔性的岩石。图 5 - 18 显示了岩相变化与富水性之间的关系。

第二, 裂隙水的动力性质比较复杂。由于基岩裂隙发育程度, 裂隙大小、形状以及充填情况的不同。水在裂隙中的运动性质, 诸如动水压力、流速等就不同, 即使处在同一基岩中的孔隙水, 也不一定具有统一的地下水面, 水的运动不像孔隙水那样沿着多孔介质渗透, 而是沿裂隙渗流及网脉状流动, 而且其透水性往往在各个方向上呈现向异性的特点。

第三, 基岩裂隙的发育具有明显的分带性, 通常由地表向下随着深度的增加, 裂隙率迅速递

减, 裂隙水在垂直方向上的运动, 亦存在分带现象, 主要表现为渗透系数迅速减小, 井孔的涌水量, 随着深度增加先是增大, 到一定深度后, 又急剧减少, 如图 5 - 19 所示。

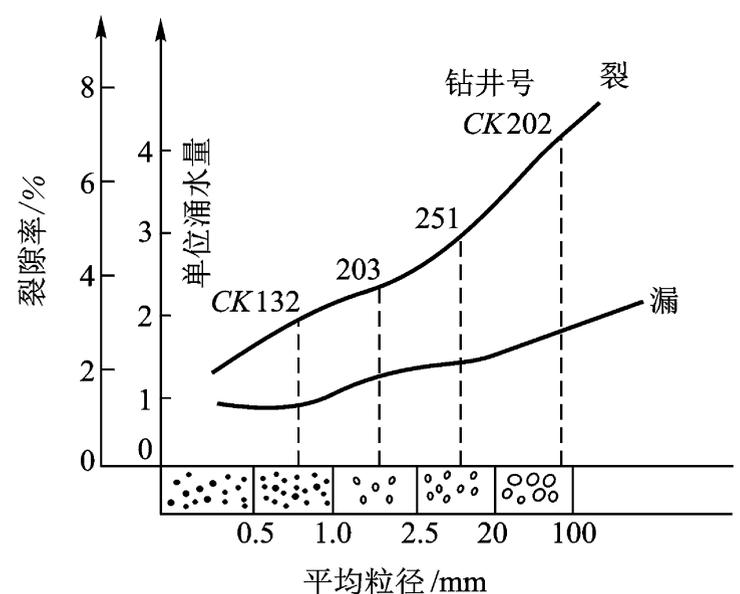


图 5 - 18 裂隙岩层岩相变化与富水性

(云南, 永仁)

裂隙水主要分布于基岩广布的山区, 平原地区一般仅埋藏于松散沉积物所覆盖之下的基岩中, 在地表极少出露。裂隙水像孔隙水一样, 亦可按埋藏条件区分为裂隙潜水和裂隙承压水; 此外按裂隙的成因不同, 可分为构造裂隙水、成岩裂隙水及风化裂隙水。

七、岩溶水

在可溶性岩石(如石灰岩、白云岩、石膏等)的溶隙中贮存、运动的地下水称岩溶水。我国可溶性岩石广布, 尤其是广大西南地区岩溶地貌发育, 岩溶水分布极为广泛, 水文情势非常复杂。概括起来, 岩溶水有如下基本特征:

第一, 分布上的不均匀性。岩溶水的不均匀性主要是由于可溶性岩石强烈的透水性, 以及岩溶空隙在空间分布上的不均匀性所造成的。像石灰岩其原始孔隙很小, 透水性能差, 但经溶蚀以后产生的不同形状的溶隙, 包括溶蚀漏斗、落水洞、溶洞, 其渗透性能可比原始的孔隙增大千万倍, 一些巨大的地下管道和洞穴, 可成为地下暗河, 加上岩溶发育程度在空间上的差异性, 促使岩溶水在地区分布上存在严重的不均匀性, 而且往往造成地下埋伏有暗河, 而地表水难以滞留而干旱缺水。

第二, 地下径流动态不稳定。这种不稳定性一方面表现为岩溶水的地下径流速度比其他类型的地下水流要快, 各向异性强, 即使处在同一水力系统内, 不同过水断面上的渗透系数、水力坡度、渗流速度各不相同, 往往是层流和紊流两种流态并存。另一方面还表现为岩溶水的水位与流量过程, 呈现强烈的季节性变化。其水位变幅可达几米甚至几十米; 流量可相差几十甚至上百倍。

第三, 地表径流与地下径流, 无压流与有压流相互转化。岩溶地区从分水岭到河流各排水基面, 一般均具有向地表径流迅速转化的趋势。但在此过程中, 由于受到岩溶程度差异、岩性以及构造条件、地貌形态变化等的影响, 造成地表明流与地下暗河之间频繁交替转化的现象。当地下径流遇到非可溶性岩或阻水断层的阻隔时, 则常以泉或冒水洞的形式转化为地表明流。

从总体上看, 岩溶地区的地下径流总是趋向附近的排泄基面、向河谷或低洼处汇聚, 以水平循环运动为主; 但在岩溶化地块发育的溶蚀洼地, 落水洞和漏斗成为地表水与地下水之间的联系通道, 水流以垂直运动为主, 相互之间水力联系很差。

当地下径流由过水断面比较窄的裂隙处向开阔的溶洞发育地段汇聚时, 承压性质的水流可转化为无压水流; 反之无压流又可转化为有压流。

此外, 岩溶地区的地下水分水岭与地表水的分水岭一般来说不相重合, 这主要是由于地表和地下的侵蚀营力不同, 侵蚀速率不同, 尤其是可溶性岩的化学组成成分变异等所致。

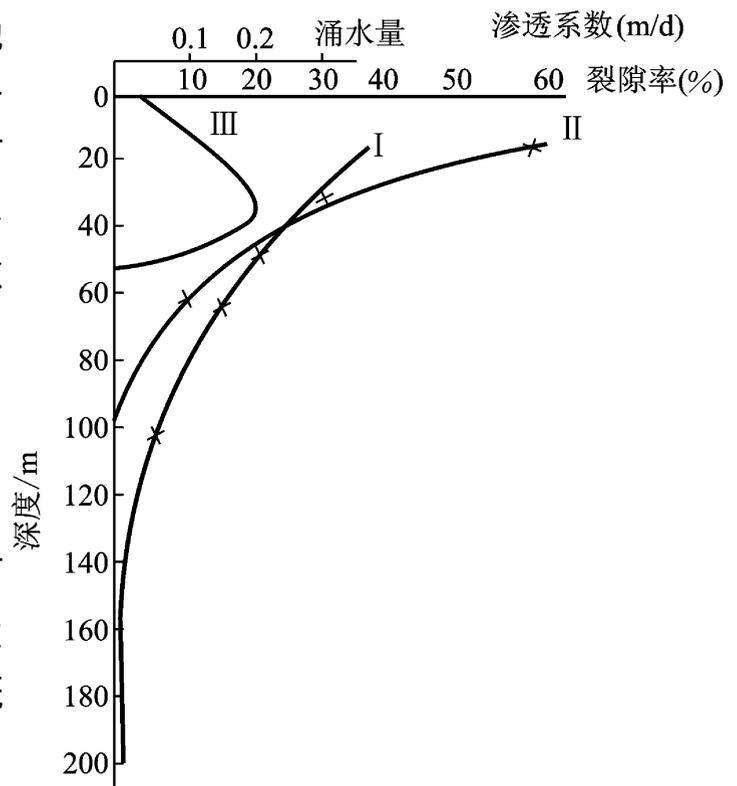


图 5 - 19 基岩裂隙发育与深度关系曲线

(内蒙古)

· 裂隙率曲线; · 渗透系数曲线; · 涌水量曲线

第三节 地下水的补给与排泄

地下水作为水圈的重要组成部分,一方面积极地参与了全球的水循环过程,同时在一定的环境条件下,一定区域范围内的地下水自身通过不断地获得补给、产生径流而后排泄等环节,发生周而复始的运动,形成相对独立的地下水循环系统。循环系统的强度规模主要决定于补给与排泄这一对矛盾。如果补给充足、排泄畅通,地下水径流过程就强烈;如果补给来源充足,但排泄不畅,必然促使地下水位抬升,甚至溢出地表,并在一定的环境条件下使地表沼泽化。反之排泄通畅,但补给水源不足,迫使含水层中的地下水逐渐减少,甚至形成枯竭,地下水循环受到抑制,以至中断。由此可见,地下水补给和排泄,是决定地下水循环的两个基本环节,是地下径流形成的基本因素,补给来源和排泄方式的不同,以及补给量和排泄量的时空变化,直接影响到地下径流过程以及水量、水质的动态变化。

一、地下水的补给来源

含水层自外界获得水量的过程称为补给,补给按来源的不同可分为:降水入渗补给、地表水补给、凝结水补给、来自其他含水层的补给以及人工补给等。

在以上各种补给来源中,凝结水的补给量有限,但对降水量稀少、昼夜温差大的沙漠干旱地区,凝结水的补给具有重要意义;至于来自其他含水层的补给,则是发生在地下水内部的一种水量交换过程。所以从整体上说,地下水的主要来源,还是大气降水和地表水的入渗补给,而人工补给则随着人类活动日益扩展,其重要性与日俱增。

(一) 降水入渗补给

大气降水是地下水最主要的补给来源。其补给的一般过程是:如雨前土壤相当干燥,则到达地面的降水先被土壤颗粒表面吸附力所吸引,形成薄膜水,可称薄膜下渗。当土壤吸附的薄膜水达最大持水量时,继续下渗的雨水将被吸入细小的毛管孔隙,形成毛管悬着水,形成毛管下渗,当包气带土层中的结合水、毛管悬着水达到极限以后,后续的雨水将在重力作用下,通过静水压力的传递,不断而稳定地补给地下水。在地下水埋藏较深的地方,这一过程需要很长时间才能完成。由此可见,降水的入渗过程是在分子力、毛管力以及重力的综合作用下进行的。而地下水自降水获得的补给量除了与降水本身的强度、降水总量等有关外,还与土层蓄水能力有关。只有降水入渗量超过土层的蓄水能力,多余的降水才能补给潜水。如土层的蓄水能力以 W_v 表示,则

$$W_v = (z - h_n) (W_{\max} - W_0) \quad (5-7)$$

式中, z 为降雨前地下水埋深(米); h_n 为地下水面上毛管水上升高度(米); W_{\max} 为田间持水率,以体积比计; W_0 为土层雨前平均含水率。

对于一次降水,其入渗补给量 X_r 为:

$$X_r = P - R_r - (z - h_n) (W_{\max} - W_0) \quad (5-8)$$

式中, P 为降水量(毫米); R_r 为地表径流量(毫米)。

降水入渗补给量亦可根据降水入渗系数进行估算。所谓降水入渗系数,即是在同一面积上降水入渗量占降水量的百分数。即 $\alpha = X_r/P$ 。

在有比较充足的地下水动态观测资料情况下, α 值可用下式计算:

$$= \frac{\mu (H_{\max} - H + ht)}{P_i} \quad (5-9)$$

式中, H 为降水前井孔中的水柱高度(米); H_{\max} 为降水后井孔中最大水柱高度(米); h 为降水前地下水位天然的平均降速(米/日); t 为井孔水柱从 H 增高到 H_{\max} 的时间(日); μ 为土层的给水度; P_i 为观测期间的降水量(米)。

亦可采用经验数值。如根据北京水文地质一大队在北京西郊地下水均衡试验, 得出如下降水入渗系数 值。

表 5-3 北京西郊 5 种岩性多年平均降水入渗系数 值(以降水%计)

地下水埋深	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0
黄土质粘砂(亚砂土)	56.9	42.6	34.1	28.7	25.2
粘砂(亚砂土)	46.4	36.9	31.4	28.0	-
粉细砂	56.6	48.7	43.7	39.1	-
砂砾石	65.7	67.6	68.7	69.0	64.4
砂粘(亚粘土)	47.0	35.1	28.1	23.7	20.8

(二) 地表水入渗补给

地表上的江河、湖泊、水库以及海洋, 皆可成为地下水的补给水源。现以河流为例, 说明地表水的入渗补给的一般规律。

河流对于地下水的补给, 主要取决于河水位与地下水位的相对关系。这种关系对于大江大河来说, 在不同河段往往存在明显的差别。通常上游山区河段, 河流深切, 河水水位常年低于地下水位, 河水无法补给地下水; 进入中下游地区, 堆积作用加强, 河床抬高, 地下水埋藏深度加大, 河水位一旦高于地下水位, 即可发生补给地下水的现象。补给量的大小及持续时间, 除了与河床的透水性能, 河床的周界有关外, 主要决定于江河水位高低以及高水位持续时间的长短。

江河对地下水的补给与降水入渗补给还存在明显的不同点: 前者的补给局限于河槽边界, 呈线状补给, 补给面比较窄; 而降水补给呈面状, 在一次降水期间普遍而均匀, 但雨停后, 降水补给亦很快停止, 所以时间上断断续续; 江河的补给, 只要河水位高于两岸地下水位, 就可持续进行。

(三) 地下水的人工补给

人工补给在地下水各种补给来源中愈来愈重要。在国外有些国家里, 用人工回灌补给地下水量已占到地下水利用总量的 30% 左右。人工补给可区分为两大类, 一类是人类修建水库、引水灌溉农田, 城市工矿企业排放工业废水以及城镇生活污水排放, 因渗漏而补给地下水, 这是一种无计划的盲目的补给, 虽然可以增加地下水的贮量, 但常常引起土壤发生次生盐渍化、地下水遭到污染的矛盾; 另一类则是人类为了有效地保护和改善地下水资源, 改善水质, 控制地下漏斗以及地面沉降现象的出现, 而采取的一种有计划、有目的的人工回灌。在我国水资源供需矛盾比较突出的一些北方省区, 以及过量开采地下水的大中城市, 也开展了这方面的工作。如河北省的南宫“地下水库”回灌工程, 设计总蓄水量达 4.8 亿米³, 可调蓄水量达 1 亿米³ 以上。上海市采用人工回灌方法, 控制由于过量开采深层地下水而引起的地面沉降, 取得了举世瞩目的

成就。

二、地下水径流

地下水径流是地下水循环系统的重要环节,它将地下水的补给区与排泄区紧密地联系在一起,形成统一的整体。径流的强弱影响着含水层的水量与水质的形成过程。

(一) 地下水径流方向与径流强度

地下水的径流方向与地表上河川径流总是沿着固定的河床汇流不同,呈现复杂多变的特点,具体形式则视沿程的地形,含水层的条件而定。当含水层分布面积广,大致水平,地下径流可呈平面式的运动;在山前洪积扇中的地下水则呈现放射式的流动,具有分散多方向的特点;在带状分布的向斜、单斜含水层中的地下水,如遇断层或横沟切割,则可形成纵向或横向的径流。但这种复杂多变性,总离不开地下水从补给区向排泄区汇集,并沿着路径中阻力最小方向前进,即自势能高处向势能较低处运动,反映在平面上,地下水流方向,总是垂直于等水位线的方向。

至于地下水的径流强度,也就是地下水的流动速度基本上与含水层的透水性,补给区与排泄区之间水力坡度成正比,对承压水来说,还与蓄水构造的开启与封闭程度有关。

地下径流强度不仅沿程上有差别,在垂直方向上也不同,一般规律是从地表向下随着深度增加,地下径流强度逐渐减弱,至侵蚀基准面,地下水基本处于停滞状态。

(二) 地下水径流类型

地下水是通过补给,径流与排泄 3 个环节来实现交替循环的。根据水的交替循环途径的不同,可区分为垂向交替、侧向交替和混合交替。其中垂向交替以内陆盆地为最典型,自降水或地表水入渗得到补给,而后以蒸发方式垂直排泄,径流过程微弱;侧向交替类型的补给来源多样,地下水的交替基本上在水平方向上进行,径流比较发育;混合交替是介于上述两类之间的过渡类型,自然界中实际交替现象,大都属这一类。

1. 畅流型 畅流型的地下水流线近于平行,水力坡度较大,侧向交替占绝对优势,补给排泄条件良好,径流通畅,地下水交替积极,因而水的矿化度低,水质好(图 5 - 20)。

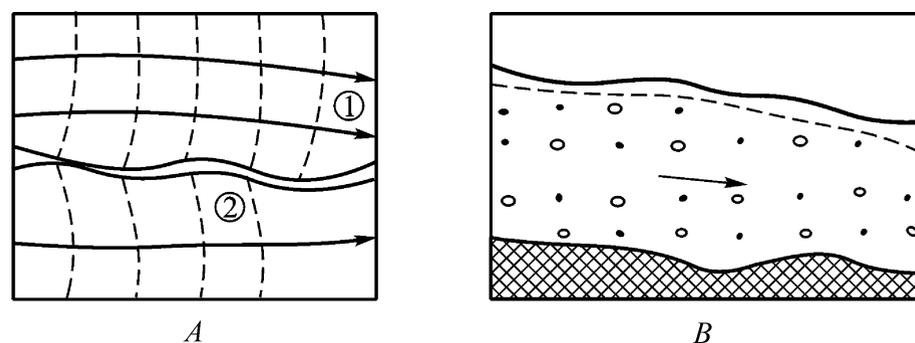


图 5 - 20 畅流型示意图

流线; 等水位线; A 平面图; B 剖面图。

2. 汇流型 汇流型地下水的流线呈汇集状,水力坡度常由小变大。对于汇流型潜水盆地,其水交替属混合型,边缘以侧向为主,中间部位垂向交替所占的比重增大,图 5 - 21。对于承压水则属侧向水交替。汇流型的地下水一般交替积极,常形成可资利用的地下水资源。

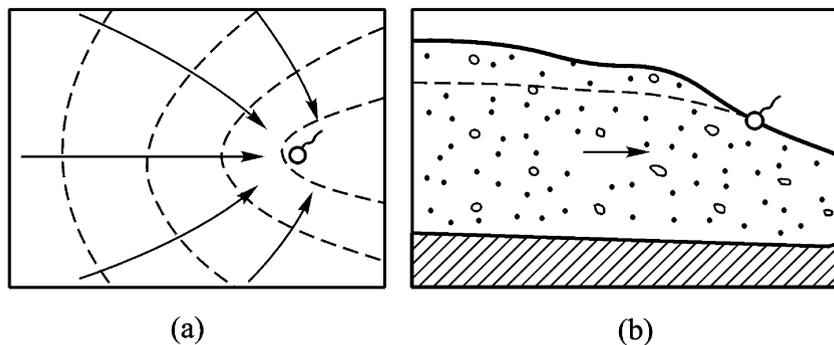


图 5 - 21 汇流型示意图

3. 散流型 散流型的特点是流线呈放射状,水力坡度由大变小,呈现集中补给,分散排泄图 5 - 22。水交替属混合型,以侧向为主,径流交替沿途由强变弱,形成水化学水平分带规律,通常干旱地区山前洪积扇中的潜水,是此类型的代表。

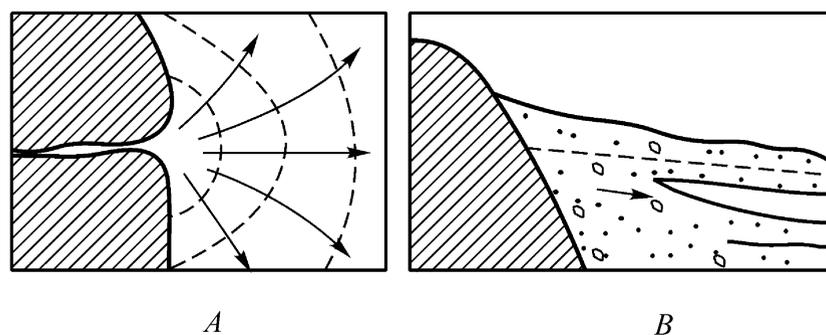


图 5 - 22 散流型示意图

4. 缓流型 缓流型地下水面近于水平,水力坡度小,水流缓慢,水交替微弱,属于以垂向交替为主的混合型(图 5 - 23),通常矿化度较高,水质欠佳。沉降平原中的孔隙水及排水不良的自流水盆地,是此类的代表。

5. 滞流型 滞流型的水力坡度趋近于零,径流停滞,如图 5 - 24。对于潜水表现为渗入补给和蒸发排泄,属垂向交替;对于承压水可以有垂直越流补给与排泄。某些平原地区局部洼地中封闭的潜水盆地和无排泄口的自流盆地,可作为此类代表。某些封闭良好的承压水,水分交替停止,多成为盐卤水、油田水。

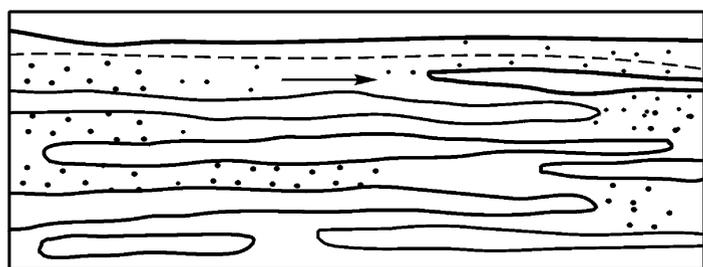


图 5 - 23 典型缓流型示意图

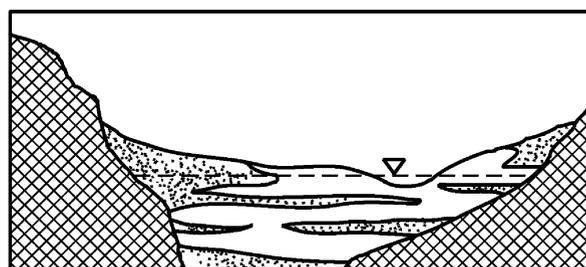


图 5 - 24 典型滞流型示意图

在自然条件下,地下径流类型复杂多变,往往出现多种组合类型。

三、地下水的排泄

地下水失去水量的过程,就是地下水的排泄。其排泄方式有点状排泄(泉)、线状排泄(向河流泄流)及面状排泄(蒸发)3种。在排泄过程中,地下水的水量、水质及水位均相应的发生变

化。其中蒸发排泄仅消耗水分,盐分仍留在地下水中,所以蒸发排泄强烈地区的地下水,水的矿化度比较高。

(一) 泉排泄

泉是地下水的天然露头,是含水层或含水通道出露地表发生地下水涌出之现象。通常山区及山前地带泉水出露较多,这是与这些地区流水切割作用比较强烈、蓄水构造类型多样及断层切割比较普遍等因素的影响有关。

泉的分类方法有多种,按泉水出露时水动力学性质可将泉水分为上升泉和下降泉两大类。上升泉一般是承压含水层排泄承压水的一种方式,泉水在静水压力的作用下,呈上升运动,相对来说这种泉水的流量比较稳定,水温年变化较小;下降泉是无压含水层排泄地下水的一种方式,地下水在重力作用下溢出地表,水量、水温等往往呈现明显的季节性变化。

泉可以单个出现,亦可在特定的地质、地貌条件下,呈泉群出现,泉水流量则相差悬殊。我国山东省济南市是著名的泉城,在市区 2.6 平方公里范围内,分布有大小 106 个泉,总涌水量达 $8.333\text{米}^3/\text{秒}$,成为济南市区的供水水源之一。

(二) 蒸发排泄

潜水蒸发是浅层地下水消耗的重要途径,潜水蒸发主要是通过包气带岩土水分蒸发和植物的蒸腾来完成的。其蒸发的强度、蒸发量的大小与气象条件、潜水埋藏深度及包气带的岩性有关。气候愈干燥,相对湿度愈小,岩土中水分蒸发便愈强烈,而且蒸发作用可深入岩土几米乃至几十米的深处。图 5 - 25 是河北省石家庄的实验观测数据,显示了潜水埋藏深度对蒸发量的影响。当埋深大于 5 米时,潜水蒸发近于零,埋深愈浅,岩土中水分蒸发愈大。因为地下水埋藏浅,包气带则薄,水分交换运移路程短,水分扩散迅速,所以水量损耗多。若潜水位埋深近于地表,潜水面上毛管水上升可直达地面,水汽输送通畅,供水条件好,地下水蒸发强度可达到甚至超过水面蒸发强度,所以可用水面蒸发量(E_0)近似代替埋深为零的潜发量,即为陆面蒸发能力的表征。当潜水埋深超出土壤毛管上升高度及植物根系吸水深度时,则潜水蒸发量趋于零。此时的潜水埋深称为潜水蒸发的极限埋深。

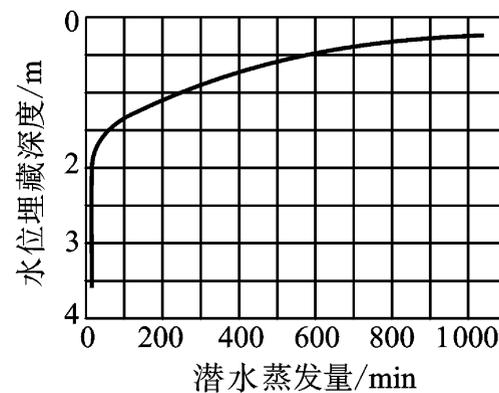


图 5 - 25 潜水土面蒸发量与水位埋深关系曲线
(据河北省地质局水文地质观测总站石家庄资料)

关于潜水蒸发量的计算,常用的有以下几种:

1. 经验公式法 指通过大量的实际观测资料分析,用数理统计方法模拟某些规律,而后得出的计算公式。国外原苏联柯夫达公式就属于这一类。

$$E = E_0 \left(1 - \frac{H}{H_0} \right)^n \quad (5 - 10)$$

式中, E 为潜水埋深为 H 时的蒸发强度,米/日; E_0 为近地表处潜水蒸发强度,米/日; H_0 为潜水蒸发的极限深度,米; n 为经验指数,一般取 1 ~ 3。

上述公式物理含义清楚,结构合理,国内外采用较普遍。关键问题是公式中的幂指数(n)

值具有任意性, 极限埋深 H_0 在缺资料地区确定比较困难。但根据实际经验, 当全剖面为砂或粉砂时, n 取 1; 当有粘土盖层或夹层(层厚大于 15 厘米)时 n 可取 2。

除上述柯氏公式外, 国内亦有类似的经验公式, 如:

叶水庭的指数公式

$$E = E_0 e^{aH} \quad (5 - 11)$$

式中, a 为指数, 其他符号同前。

沈立昌双曲线型经验公式

$$E = \frac{k_2 \mu E_0^a}{(1 + H)^b} \quad (5 - 12)$$

式中, a, b 为指数; k_2 为与岩性、植被、水文地质条件有关的综合系数, 其他符号同前。

k_2, a, b 3 个数值均可通过实际观测资料, 采用回归分析法求得。

2. 潜水蒸发的经验值 我国北方几个地下水开发利用比较广泛的省市, 如北京市、河北省、山东省等, 根据多年实际观测与试验研究, 得出了这方面的经验数值, 可直接供条件相类似的地区选用。

如山东省打鱼张灌区试验站资料, 在轻质土(粉砂、填土)地区, E 与 H 及 E_0 之间关系如表(5 - 4)所示。

表 5 - 4 轻质土水面蒸发与潜水蒸发与潜水埋深之关系值

水面蒸发(mm)	各 潜 水		埋深的潜水蒸发(mm)			
	0.50	0.90	1.40	1.80	2.20	2.50
2—3	-	-	1.62	1.36	1.21	0.38
3.1—4.5	4.8	3.85	2.08	1.97	1.22	0.34
4.6—6.0	4.26	3.38	3.13	2.62	1.12	-
6.1—7.5	6.13	4.04	3.31	2.76	1.10	-
7.6—9.0	6.30	5.12	2.39	2.77	0.73	-
9.1—10.5	7.09	5.35	2.79	2.80	0.42	-
>10.5	7.47	-	3.71	2.60	0.011	-

(三) 泄流排泄

地下水通过地下途径直接排入河道或其他地表水体, 称为泄流排泄。泄流只在地下水位高于地表水位的情况下发生, 泄流量的大小, 决定于含水层的透水性能、河床切穿含水层的面积, 以及地下水位与地表水位之间的高差。

第四节 地下水运动

地下水在岩土空隙中的运动现象, 统称为“渗流”。渗流按地下水饱和程度的不同, 可分为饱和渗流和非饱和渗流。前者包括潜水和承压水, 主要在重力作用下运动; 后者是指包气带中的毛管水和结合水运动, 主要受毛管力和骨架吸引力的控制, 这两种渗流的运动规律不同, 分述如下:

一、结合水运动

(一) 结合水运动基本规律

结合水又分为强结合水(吸湿水)和薄膜水(弱结合水)两种。其中强结合水不能流动,所以论述结合水运动,指的是属于弱结合水的薄膜水运动。

薄膜水虽然是弱结合水,但还是具有一定的抗剪强度。它与一般的液体不同,运动过程中并不遵循牛顿内摩擦定律,需要凭借一定的外力来克服它所具有的抗剪强度(σ_0)后,才能产生运动。在由水力坡度 I 与渗透速度 V 所组成的直角坐标系中,薄膜水的运动规律,可用一根通过坐标原点的、向 I 轴凸出的曲线来表达(图 5 - 27)。曲线上任一段的近于直线的部分,都可以用罗戴的近似表达式表示:

$$V = k(I - I_0) \quad (5 - 13)$$

式中, k 为渗透系数; I_0 为起始水力坡度。

所谓起始水力坡度 I_0 , 是指为了克服薄膜水的抗剪强度 σ_0 , 使之发生流动所必须具有的临界水力坡度。不过根据图 5 - 27 所显示的这根薄膜水运动规律的细线, 是通过坐标原点的, 也就是说, 只要有水力坡度, 薄膜水就会发生运动, 只是当实际的水力坡度 $I < I_0$ 时, 薄膜水的速度 V 将非常微小, 只有凭借精密的仪器才能测量得到。因此严格地讲, 起始水力坡度 I_0 乃是指薄膜水发生明显渗流时用以克服其抗剪强度 σ_0 的水力坡度。

由图 5 - 26 上不难看出, 当 I 很小 $I = I_A$ 时, A 点的切线截距 OA (代表 $I_{0(A)}$) 较小, 斜率即渗透系数(k) 也较小; 当 I 加大到 $I = I_B$ 时, B 点的切线截距 OB 及斜率亦随之加大。由此可见 $I-V$ 曲线能够比较准确地显示出结合水(薄膜水)的 V 、 k 、 I 、 I_0 的相互关系。

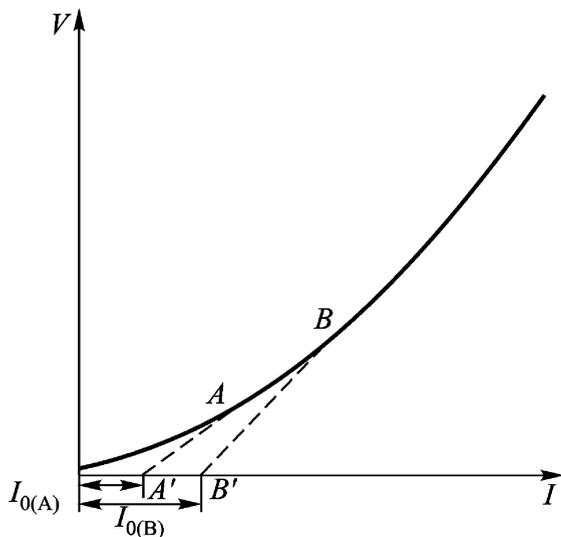


图 5 - 26 结合水的运动规律

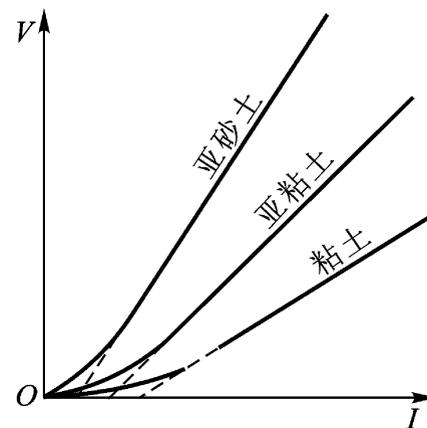


图 5 - 27 不同粘性土中结合水的 $I - V$ 曲线

图 5 - 27 则反映出, 在天然条件下, 颗粒组成成分不同的粘性土的 I_0 及 k 值均不同, 一般规律是, 颗粒愈粗, 渗孔径越大, 起始水力坡度 I_0 就愈小, 渗透系数 k 值则愈大。

(二) 结合水运动与越流渗透

如前所述, 粘土, 特别是孔隙度大而孔隙细小、质地致密的粘性土, 一般情况下被认为是不透水的, 因而成为良好的隔水层。但是在实际工作中常常会发现处在两个含水层中间, 由粘性土构成的隔水层存在着由下层含水层通过粘土层补给上层的现象, 这种现象就称之为越流

补给。

此种现象的产生,正是结合水运动的结果,如图 5 - 28 所示,下层水由 A 点向上层 B 点渗透,其渗透途径长为 L ,即是粘性土层的厚度。A 点的水头为 H_1 , B 点的水头为 H_2 ,粘性土垂向的渗透系数为 k ,则其渗透速度 V 为:

$$V = k \frac{H_1 - H_2}{L} - I_0 \quad (5 - 14)$$

如果粘性土层厚度比较大,或者上下含水层之间的水头比较小,则 $I < I_0$, $V < 0$,于是不发生渗流现象。反之当上下含水层之间水头差比较大,粘土层厚度又较小时,则 $I > I_0$, $V > 0$,就会发生越流现象。由此可知,粘性土层越薄,透水能力越大;含水层之间水头差愈大,则渗透量就越大。这种越流补给可在任意两个相邻的含水层及含水层与地表水体之间发生。

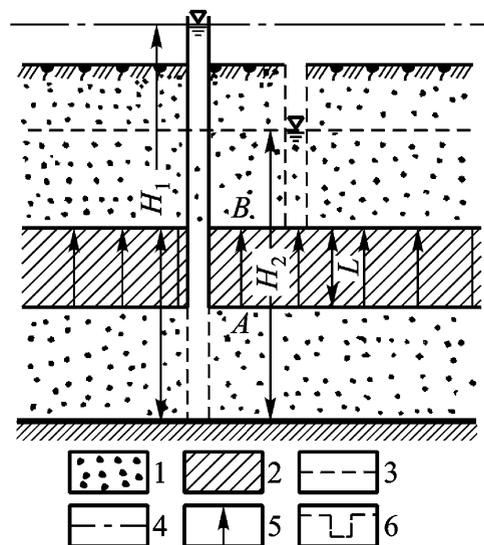


图 5 - 28 粘性土的越流渗透

1. 砂(透水层); 2. 粘性土(半隔水层);
3. 潜水面; 4. 承压含水层测压水面; 5. 越流渗透; 6. 井, 虚线部分为过滤器

二、毛管水运动

(一) 毛管力及毛管上升高度

经由实际观察可知,在液体与固体的界面上,存在着如图 5 - 29 所示的液体湿润现象。其湿润角 θ 的大小与固体物质表面的性质有关,也与表面的清洁度有关,并决定于固体分子与液体分子之间的引力大小。如湿润条件良好,处于完全湿润状态时, θ 角接近于 0° ; 无湿润时,则 θ 角接近于 180° 。若取一圆管并将其下端插入水中,由于水表面在管内形成弯月面,从而使液体表面变大,而液面一旦变大,水的表面张力和收缩作用,促使液面要恢复水平,于是使得管内水随之上升,以减少面积,这样直到表面张力向上的拉引作用跟管内升高的液柱重量达到平衡为止,管内的水才停止上升。这种使液体在管内上升的湿润力就是毛管力。

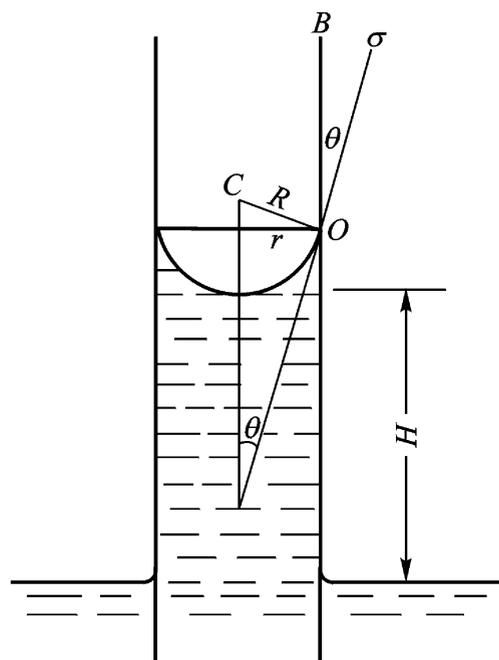


图 5 - 29 毛管力示意图

- R . 弯月面的曲率半径; r . 毛细管半径;
 C . 曲率中心; σ . 湿润点 O 处的液体表面张力;
 θ . 湿润角

此毛管作用力可分解为沿管壁平行的力以及垂直于管壁的力,其中沿管壁的平行分力才是将液体提升的有效作用力,其值为

$$OB = \sigma \cos \theta \quad (5 - 15)$$

沿管周的作用力为 OB 乘以管之圆周长 $2\pi r$, 即 $2\pi r \sigma \cos \theta$ 。
 如以 H 表示毛管水上升达到平衡时的水柱高度, 则

$$H \times 2\pi r^2 \times g = 2\pi r \sigma \cos \theta \quad (5 - 16)$$

式中, r 为毛管半径(米); ρ 为液体密度(千克/米³); g 为重力加速度(米/秒²); σ 为液体表面张力(牛顿/米); θ 为弯月面和管子之间的夹角。

$$\text{或} \quad H = \frac{2\sigma \cos \theta}{r \rho g} \quad (5-17)$$

如取水的密度 $\rho = 1$, $g = 9.8$ 米/秒², 完全湿润时 $\theta = 0$, $\cos \theta = 1$, 在常温条件下 σ 取 72.8×10^{-7} 牛顿/米, 则有近似计算式

$$H = \frac{15}{r} \times 10^{-6} \text{ (米)} \quad \text{或} \quad H = \frac{0.03}{d} \text{ (米)} \quad (5-18)$$

式中, d 为毛管直径(毫米)。

如果以 P_c 表示毛管力, 并以水柱高度(米)为单位, 则不难得知, 在数值上, P_c 等于最大毛管水上升高度 H ,

$$\text{即} \quad P_c = H \quad (5-19)$$

由式可知, 毛管力与毛管半径成反比, 即毛管愈细, 毛管力愈大, 毛管水上升高度愈高。

(二) 包气带中毛管水的运动

在岩土带中毛管水的运动极为普遍。如取一砂柱并放置在水面上, 砂柱孔隙中即出现弯液面, 形成毛管水上升水(图 5-30), 毛管水由水面 A 处升到 B 处, 其渗透长度为 L , 如果 A 点水面为基准, 则 A 点的水头为零, B 点的水头为 $-P_c + L$, AB 间的水力坡度 I 为:

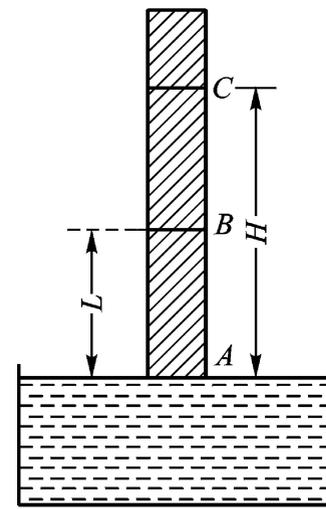


图 5-30 包气带中的毛管现象

$$I = \frac{0 - (-P_c + L)}{L} = \frac{P_c - L}{L} \quad (5-20)$$

则渗透速度

$$V = k \frac{P_c - L}{L} \quad (5-21)$$

由式可知, 岩土层中毛管水上升速度及上升高度决定于水力坡降 I 。初始时 L 小, I 大, 故毛管水上升速度快, 当水柱不断升高 L 值加大, I 就逐渐变小, V 就减小。当上升到 C 点时, $H = P_c$, $I = 0$, $V = 0$, 毛细上升停止。

天然状态下, 毛管水带(支持毛管水)上缘的弯液面常常达不到最大毛管上升高度。这是因为受土面蒸发消耗水分的影响, 使弯液面下降, 形成一定的水力坡度, 并保持相应的渗透水流, 此渗透水流的流量与土面蒸发量保持平衡。

此外, 如砂柱换成粘性土粒, 则由于粘性土中含有结合水, 存在起始水力坡度 I_0 的影响, 此时渗透速度 V 服从于下式:

$$V = k(I - I_0) = k \frac{P_c - L}{L} - I_0 \quad (5-22)$$

由式可知, 当 L 很小时, I 远大于 I_0 , 毛管水上升快, 随着 L 加大, I 逐渐变小, 并逐步接近 I_0 , 当达到某一高度时, $I = I_0$, 毛管水上升速度 $V = 0$, 即

$$V = k \frac{P_c - L}{L} - I_0 = 0 \quad (5-23)$$

此时的 L 就是毛管最大上升高度 H , 即 $L = H$, 并代入上式(5-23)得

$$\frac{P_c - H}{H} = I \quad \text{或} \quad H = \frac{P_c}{I_0 + 1} \quad (5-24)$$

由此式可知, 在这种情况下, $H < P_c$ 。粘土颗粒组成愈细小, I_0 愈大, H 与 P_c 差亦愈大, 反之砂性土颗粒粗 $I \rightarrow 0$, 所以 $H \cong P_c$ 。

三、重力水运动

(一) 重力水运动的基本形式

饱和水带中的地下水运动, 无论是潜水还是承压水, 均表现为重力水在岩土层的空隙中运动。从其流态的类型来说可分为层流运动和紊流运动。由于流动是在岩土空隙中进行, 运动速度比较慢, 所以在多数情况下均表现为层流运动; 只有在裂隙或溶隙比较发育的局部地区, 或者在抽水井及矿井附近, 井水位降落很大的情况下, 地下水流速度快, 才可能表现为紊流状态。

如从地下水流运动的空间变化来看, 可分为 3 种类型:

线状流 又称一维流, 地下水在渗流场中任意点的速度变化只与空间坐标的一个方向有关。

平面流 其特点是地下水在渗流场中任意点的速度变化, 与空间坐标上的两个方向有关, 所以平面流又称二维流。

空间立体流 顾名思义, 这种流动在空间 3 个方向上都发生变化, 呈现三维流形式。

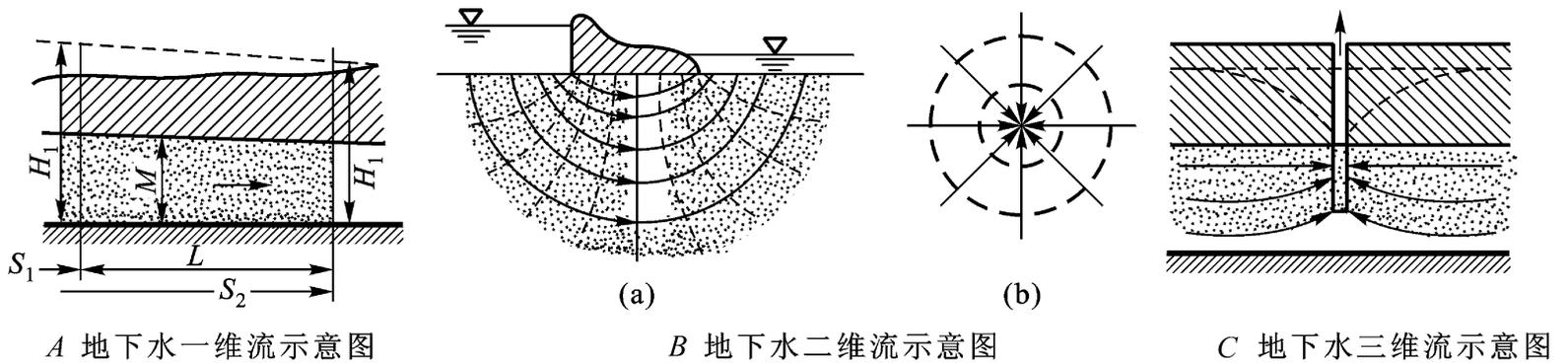


图 5-31 地下水流运动 3 种类型

实际的地下水运动形式, 主要决定于含水层的几何形式、含水层的边界条件以及地下水的开采方式。如在一个面积广大、均质等厚的承压含水层钻井取水, 如果含水层未被全部贯穿, 这种情况下井周围这会形成明显的 3 维流运动; 在潜水层中, 如抽水井的水位降深相对于含水层厚度所占的比例较大时, 在井的周围附近, 亦可形成 3 维流。

(二) 线性渗透定律

线性渗透定律是描述重力水渗流现象的基本方程。最早是由法国水力学家达西通过均质砂粒的渗流实验得出的。试验发现渗透流量 Q 与水位差 $(h_1 - h_2)$ 成正比, 其数学表达式为:

$$Q = kA \frac{h_1 - h_2}{L} \quad (5 - 25)$$

式中, A 为试验管的横截面积(米²); k 为比例常数, 即渗透系数(米/日); L 为土样长度, 即渗透路径长(米)。

由式(5 - 25)可知, 渗透流量 Q 与断面积 A 成正比, 与渗透路径长 L 成反比, 所以可以认为对一定的含水介质而言, 其渗透系数 k 是常数。

图 5 - 32 实验示意图上显示, 在基准面以上 Z_1 高度处左端的水压力 P_1 等于高为 $(h_1 - Z_1)$ 的水柱重量, 可表示为:

$$P_1 = (h_1 - Z_1) g \quad (5 - 26)$$

由此得出 $h_1 = Z_1 + P_1 / g$; 同理可得出右端的 $h_2 = Z_2 + P_2 / g$ 。

式中, ρ 为水的密度; g 为重力加速度; P_1 、 P_2 分别为左右两端水压力。

以上分析表明, 促使水流通过土体的是水柱的高以及高于基准面的高度联合作用的结果。这个联合作用的力称地下水水头, 或简称水头。并可根据上述 h_1 、 h_2 的表达式归纳得出如下的水头定义:

$$H = Z + P / g \quad (5 - 27)$$

式中, Z 称为几何水头(位头), P / g 称为压力水头。如用水势表示则为: (总势) = ρg (重力势) + p (静水压势)。

根据 Q 、 A 与 V 三者之间关系:

$$V = Q / A \quad (5 - 28)$$

并令 $h_2 - h_1 = h$, 则式(5 - 28)可改写成

$$V = -k \frac{h}{L} \quad (5 - 29)$$

如取极限使 $L \rightarrow 0$, 则

$$V = -k \frac{dh}{dL} \quad \text{或} \quad V = kI \quad (5 - 30)$$

式(5 - 30)是式(5 - 25)的微分方程, 称达西定律, 其单位为米/日。

如以单位重量的能量表达其长度量纲(即水头): dH / dL , 势(水头)梯度, 即单位距离的势能差, 则

$$V = -k \frac{dH}{dL} \quad (5 - 31)$$

式中负号反映渗透水流势的变化, 具有随距离的增加而降低。由此可见, 水在渗流过程中其体积通量是与水的势梯度成比例, 渗透系数 k 值即是其比例系数。有的文献中也因此把达西定律称为地下水运动的通量方程。

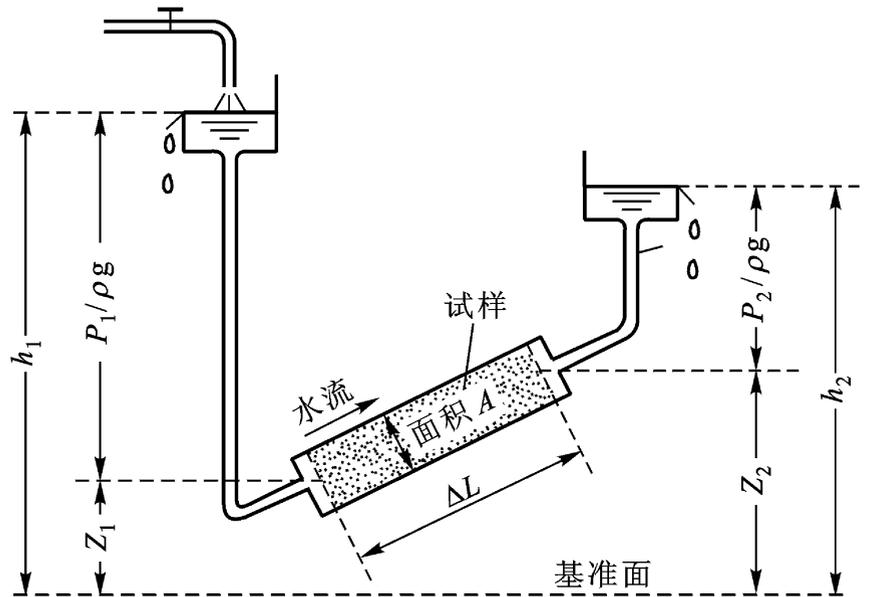


图 5 - 32 达西试验

又因方程中水力坡度 $I = -\frac{d}{dL}$ 与渗流速度(V)的一次方成正比, 故把达西定律称为线性渗透定律。

必须注意, 渗透速度 V 不是孔隙中单个水质点的实际流速。它是当流量相同, 而过水断面全部被水充满状况下的平均流速, 而实际的断面中充填着无数的砂粒, 水流仅从砂粒的孔隙断面中通过。设 u 为通过孔隙断面的水质点的实际平均流速, n 为岩土孔隙度, 则

$$u = \frac{Q}{nW} \quad (5-32)$$

所以

$$V = nu \quad (5-33)$$

由于 $n < 1$, 所以 $V < u$

(三) 渗透系数(k)

由达西定律可知: 当水力坡度 $I=1$ 时, 则 $V=k$, 即渗透系数在数值上等于渗流速度。由于水力坡度是无量纲的, 因此 k 值具有 V 相同的单位, 一般用米/日或厘米/秒等单位。

渗透系数是表征含水介质透水性能的重要参数, k 值的大小一方面取决于介质的性质, 如粒度成分、颗粒排列等, 粒径越大, 渗透系数 k 值也越大; 另一方面还与流体的物理性质有关, 其中尤其是流体的粘滞性有关, 其数学表达式为:

$$k = k_0 \frac{\rho}{\eta} \quad (5-34)$$

式中, k_0 为内在透水率; ρ 为水的重率(千克/米³); η 为水的粘滞性系数(米²/秒)。

其中内在透水率主要决定于岩土的孔隙特性, 如表(5-5)所示。至于流体物理特性的影响, 可由式(5-34)清楚的反映出来; 即 k 值的大小与流体的重率成正比, 而与粘滞性成反比。对地下水来说其重率 ρ 和粘滞系数 η 决定于水的含盐量、水温和压力, 其中尤其是温度对粘滞性的影响比较大。

表 5-5 天然土层渗透性等级

土层类别	渗透系数(k) (m/s)	透水率(k_0) (m ²)
粘土	$< 10^{-9}$	$< 10^{-17}$
砂质粘土	$10^{-9} \sim 10^{-3}$	$10^{-16} \sim 10^{-15}$
淤泥	$10^{-9} \sim 10^{-7}$	$10^{-16} \sim 10^{-14}$
粉砂	$10^{-8} \sim 10^{-7}$	$10^{-15} \sim 10^{-14}$
细砂	$10^{-5} \sim 10^{-4}$	$10^{-12} \sim 10^{-11}$
粗砂	$10^{-4} \sim 10^{-3}$	$10^{-11} \sim 10^{-10}$
夹砾的砂	$10^{-3} \sim 10^{-2}$	$10^{-10} \sim 10^{-9}$
砾石	$> 10^{-2}$	$> 10^{-9}$

(四) 非线性渗透定律

达西定律虽然重要, 但适用于层流状态的水流, 而且要求流速比较小, (常用雷诺数 $Re < 10$ 表示), 当地下水流呈紊流状态, 或即使是层流, 但雷诺数较大, 已超出达西定律适用范围时, 渗透速度 V 与水力坡度 I 就不再是一次方的关系, 而变成非线性关系, 这时需要应用非线性渗透

表 5-6 水的重率与粘滞性与温度关系

温度(T,)	重率(, kg/m ³)	粘滞系数(, m ² /s)
0	999.868	1.79 × 10 ⁻⁶
5	999.992	1.52 × 10 ⁻⁶
10	999.727	1.31 × 10 ⁻⁶
15	999.126	1.14 × 10 ⁻⁶
20	998.230	1.01 × 10 ⁻⁶

定律, 其数学表达式为:

$$Q = k_m A I^{1/m}, \quad \text{或} \quad V = k_m I^{1/m} \quad (5-35)$$

式中, k_m 为随 $1/m$ 变化的含水层的渗透系数; $1/m$ 为流态指数, 其范围变化在 $1/2-1$; 其他符号同前。

上式概括了饱和渗流在不同流态(层流、紊流)时可能存在的流动规律。国内外的实验证明:

当 $m = 1$ 时, 属速度很小的层流线性流, 符合达西定律;

当 $1 > m > 0.5$ 时, 属速度较大的层流非线性流, 这时惯性力已增大到相当于阻力的数量级, 已偏离达西定律;

当 $m = 0.5$ 时, 属大流速的紊流状态, 惯性力已占支配地位, 与河道中的均匀流相同。

1912 年, 谢才提出了适用于呈紊流状态时的运动规律, 其数学表达式为

$$Q = k_c A I^{1/2} \quad \text{或} \quad V = k_c I^{1/2} \quad (5-36)$$

式中, k_c 为紊流时含水层的渗透系数; 其他符号同前。

(五) 线性渗透定律在地下水计算中的应用

在动态平衡条件下, 处在均质含水层中的地下水流动, 呈现为缓变流, 服从达西定律。法国水力学家 J. 裘布衣在达西定律的基础上, 导出了地下水向水井稳定运动时的基本方程——裘布衣方程, 可分别用以计算潜水和承压水完整井稳定时的涌水量。

1. 潜水完整井稳定运动时涌水量的计算 井是人类开发利用地下水的主要工程措施。凡是打穿了整个含水层的水井称为完整井, 反之称为非完整井。井中抽水后, 井水位 S 逐渐下降, 其中心处水位下降值最大, 向四周逐渐减小, 地下潜水面形成降落漏斗, 如图 5-33 所示。到一定时间后, 井的涌水量 Q 稳定不变, 井水位不再下降为 S_0 , 漏斗范围亦不再扩大。此时水井最大的影响半径为 R , 井的动水位为 h_0 , 潜水原始水面高程为 H , dh/dr 为水井漏斗降落面线(又称浸润曲线)的水力坡度。

于是裘布衣在下列假设条件下:

含水层为均质且各向同性($k = c$);

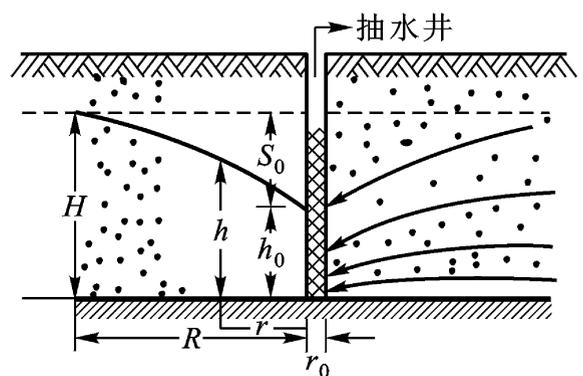


图 5-33 均质含水层潜水完整井抽水示意图

H . 天然潜水位; h . 观测孔水位; h_0 . 井内水位;

(动水位) R . 影响半径; S_0 . 水位降深值;

r_0 . 井半径

在 R 外侧(即供水边界)保持常水头;

水井位于圆柱状含水层轴心处,抽水前地下水静止,即水力坡度等于零;

地下水呈缓变流,在同一垂直过水断面上,不同深处各点的水头相等。

根据达西定律($Q = kAI$)导出了如下方程:

$$Q = kA \frac{dh}{dr} \quad (5-37)$$

式中, A 为过水断面积,对水井即是井壁 $= 2rh$

因
$$Q = k2rh \frac{dh}{dr} \quad (5-38)$$

由于含水层厚度(h)沿 r 轴方向增大,故为正值,通过分离变量,并从井壁 r_0 至供水边界 R ,自井中动水 h_0 到原始潜水面 H 进行积分得:

$$Q \int_{r_0}^R \frac{dr}{r} = 2k \int_{h_0}^H h dh$$

经运算后得

$$Q = k \frac{H^2 - h_0^2}{\ln(R/r_0)} = 1.366k \frac{H^2 - h_0^2}{\lg(R/r_0)} \quad (5-39)$$

此即潜水完整井稳定运动时涌水量计算公式。由于生产上多习惯用地下水位降深($S_0 = H - h_0$)所以上式(5-39)可改写为:

$$Q = 1.366k \frac{(2H - S_0)S_0}{\lg(R/r_0)} \quad (5-40)$$

裘布衣公式不仅可以计算流量,还可以推导出潜水浸润曲线方程(即潜水降落漏斗曲线方程)。其式如下:

$$h^2 = \frac{Q}{k} \ln \frac{r}{r_0} + h_0^2 \quad \text{或} \quad h = \frac{Q}{k} \ln \frac{r}{r_0} + h_0^2 \quad (5-41)$$

有此方程,可根据不同观测井中的 S 值或距抽水井的距离 r 值求出不同的 h 值,并可进一步绘制出浸润曲线来。

此外,裘布衣公式还可导出推求渗透系数 k 值的公式:

$$k = \frac{Q(\lg R - \lg r_0)}{1.366(2H - S_0)S_0} \quad \text{或} \quad k = 0.73Q \frac{\lg R - \lg r_0}{(2H - S_0)S_0} \quad (5-42)$$

2. 承压水完整井稳定运动涌水量计算 对承压含水层,如亦假设底平、均质、各向同性,含水层分布范围广大,过水断面为圆柱体的面积($2rM$), (M)为含水层厚度。则根据达西定律同样可建立裘布衣承压水井涌水量计算公式:

$$Q = k2rM \frac{dh}{dr} \quad (5-43)$$

分离变量并积分

$$\int_{h_0}^H dh = \frac{Q}{2kM} \int_{r_0}^R \frac{dr}{r}$$

经整理后得

$$Q = 2 \quad kM \frac{H - h_0}{\ln(R/r_0)} \quad \text{或} \quad Q = 2.73kM \frac{H - h_0}{\lg(R/r_0)} \quad (5 - 44)$$

如用 $S_0 = H - h_0$ 表达

则:

$$Q = 2.73kM \frac{S_0}{\lg(R/r_0)} \quad (5 - 45)$$

或

$$S_0 = \frac{Q}{2} \frac{1}{kM} \lg \frac{R}{r_0} \quad (5 - 46)$$

第五节 地下水的动态与平衡

地下水动态系指地下水水位、水量、水温和水质等要素随时间和空间所发生的变化现象和过程。地下水不同的补给来源与排泄去路决定着地下水动态的基本特征;反过来说,地下水的动态则综合地反映了地下水补给与排泄的消长关系。

分析研究地下水在某一地区、某一时段内水量的收支之间的数量关系,就是地下水平衡;专门研究地下水的盐量收支变化,则称为地下水盐平衡。

实际上地下水的动态与平衡是一个问题的两个方面。“动态”是质和量的时空变化过程,是水平衡的外部表现;而“平衡”则是具体的数量关系,是动态变化的内在原因。

地下水的动态与平衡的研究,不仅有助于了解地下水的形成机制、运动变化规律,而且对于合理开发利用地下水资源,进行地下水资源的评价及预测预报都具有重要意义。

一、影响地下水动态的因素

影响地下水动态的因素基本上可区分为自然因素和人为因素两大类。其中自然因素又可区分为气象气候因素以及水文、地质地貌、土壤生物等因素;后者包括人工抽取地下水、无计划排水、人工回灌以及耕作、植树造林、水土保持等对地下水动态的影响,分述如下:

(一) 自然因素

1. 气象气候因素 气象因素中降水和蒸发直接参与了地下水的补给与排泄过程,是引起地下水各个动态要素,诸如地下水位、水量以至水质随时间、地区而变化的主要原因之一。而气温的升降则影响到潜水蒸发强度变化,还会引起地下水温的波动,以及水化学成分的变化。

气候上的昼夜、季节以及多年变化,亦要影响到地下水的动态进程,引起地下水发生相应的周期性变化。尤其是浅层地下水往往具有明显的日变化和强烈的季节性变化现象。在春夏多雨季节,地下水补给量大,水位上升;秋冬季节,补给量减少,而排泄量不仅不减少,常常因为江河水位低落,地下水排泄条件改善,而增大地下水的排泄量,于是地下水位不断下降。这种现象还因为气候上的地区差异性,致使地下水动态亦因地而异,具有地区性的特点。

但和气候上变化相比较,地下水动态由于受到其他因素制约,其变化的速度和程度都要和缓得多,存在滞后现象。其滞后的时间长短,则视地下水补给、排泄条件而定。有的地方,地下最高水位或泉水最大涌出量比降水峰值出现的时间,可滞后 3 ~5 个月,甚至更长。

2. 水文因素 水文因素对于地下水动态的影响,主要取决于地表上江河、湖(库)与地下水之间的水位差,以及地下水与地表水之间的水力联系类型。

滨海地区,如含水层与海水相连通,则海平面潮汐升降,亦会影响海岸带地下水位的波动。

3. 地质地貌因素 地质地貌因素对地下水的影响,一般情况下并不反映在动态变化上,而是反映在地下水的形成特征方面,其中地质构造决定了地下水的埋藏条件;岩性影响下渗、影响贮存及径流强度;地貌条件控制了地下水的汇流条件。这些条件的变化,造成了地下水动态在空间上的差异性。

不过对于局部地区发生的地震,火山喷发等地质现象,亦能引起局部地区地下水动态发生剧变。

4. 生物与土壤因素 生物、土壤因素对地下水动态的影响,除表现为通过影响下渗和蒸发来间接影响地下水的动态变化外,还表现为对地下水的化学成分和水质动态变化上的影响。

(二) 人为因素

人为因素对地下水动态的影响比较复杂。从影响后果来说,有积极的作用,亦有消极的一面。从人为因素自身来看,可分为两大类:一类是人们为了直接影响和控制地下水动态而采取的一系列措施,诸如打井抽水、人工回灌等,这是有目的有计划的活动;另一类活动虽然其出发点并非针对地下水动态的,但是活动的本身派生出对地下水动态影响的效果来。诸如人类为灌溉农田,满足城市工矿企业生产、生活用水需要而修筑的各种拦水、引水、蓄水与灌溉工程,以及排水工程等等。这类活动对地下水造成的影响极其广泛而深刻,而且随着国民经济之发展,生产能力的提高,其影响不断地扩大、加深。

人们从事地下水方面研究,除了研究地下水系统内在的机制与规律外,更重要的正是为了如何更好地积极地影响与控制地下水动态进程,防止消极的影响,使地下水动态朝向适合人类需要的方向发展。

二、地下水动态

如前所述,地下水动态是自然因素与人为因素共同影响的结果。由于自然因素具有强烈的地区性与时间性变化的特点,致使地下水动态过程亦存在地区上的差异性以及随时间变化的特点,特别是容易受到外界条件影响的浅层地下水,这种地区上的特征及多年变化比较明显。

(一) 地下水动态的地区特征

我国地域辽阔,南北之间自然地理条件差异大,加之地势起伏大,自然环境复杂多样。这些影响反映到我国地下水区域动态上,亦呈现地带性变化和垂直分异上来。

1. 地下水动态的地带性分异 可通过各地地下水水位过程线的比较,得到清楚的了解。因为地下水水位过程线,是一个地区地下水补给与消耗动态变化的综合反映,亦是该地区自然环境、人文因素共同影响的结果。以我国为例,自南而北,地下水的动态变化呈现明显的地域分异规律。

华南地区降水丰沛,年内分配亦比北方地区要均匀。以广州市为例,根据 50 多年雨量记录(1912—1964),各月平均雨量相差甚小,其中最高月比最低月的雨量,仅多 15 毫米。反映到当地地下水水位过程上,水位起伏次数多,但起伏的高差不大,呈现锯齿状的多峰形态,如图 5 - 34 所示。

图 5 - 35 为湖南省某地的地下水水位过程线图,显示出驼峰状的双峰曲线形态,其主峰与当

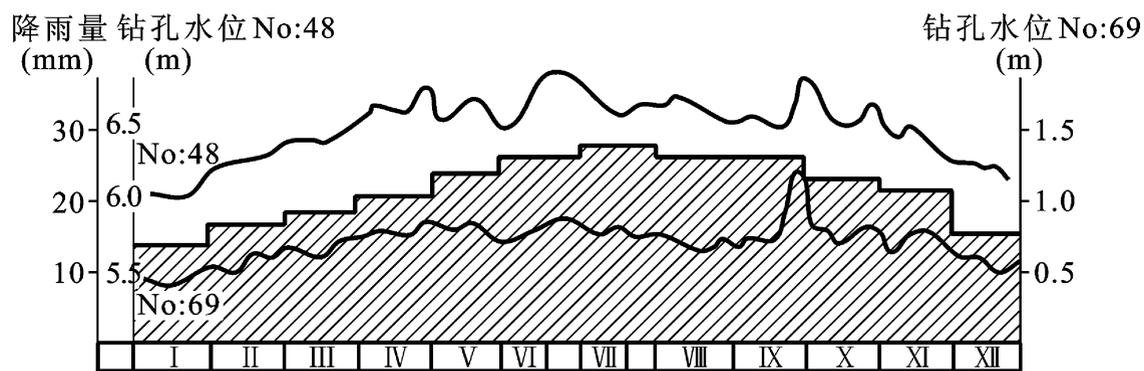


图 5 - 34 广州北部地下水水位过程线图

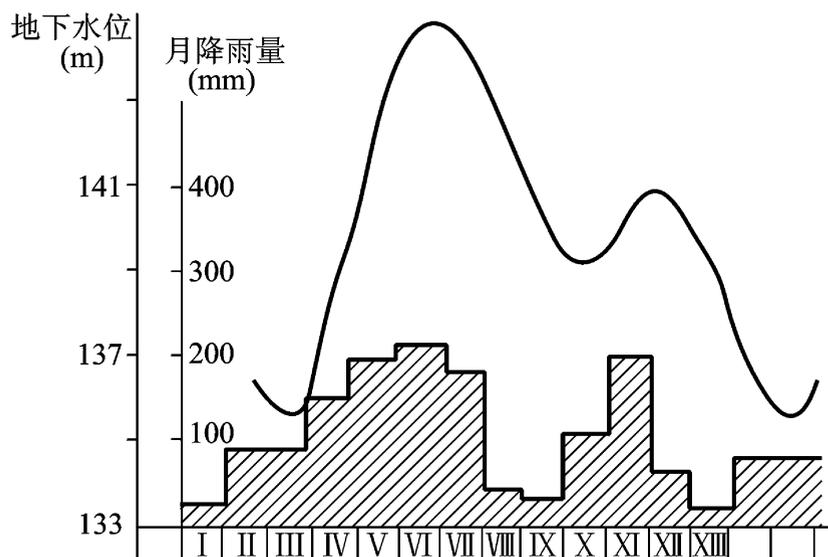


图 5 - 35 湖南××地区地下水水位过程线图

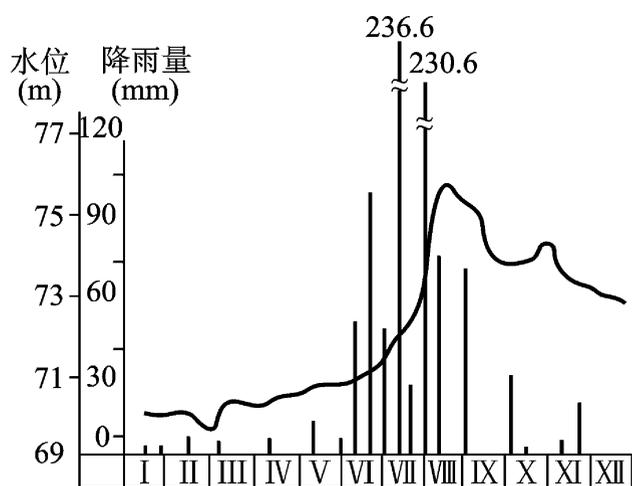


图 5 - 36 华北地区地下水水位过程线图

地春夏之交梅雨期相吻合。

华北地区降水较少, 又比较集中, 全年中 60%—70% 雨量分布在 7—9 月, 冬春雨量稀少, 反映到地下水水位过程线上呈现不对称的单峰形式, 水位差较大, 一般低水位出现在春夏之交, 高水位出现在 8—9 月份, 如图 5 - 36 所示。

东北地区降水要多于华北, 但冬季漫长, 干燥多风雪, 冰雪期长达 5—6 个月, 有季节性冻土, 冻结期可达 160 天左右, 冻结深度 2 ~4 米。地下水动态过程线呈舒缓的单峰曲线形态。全年中 4 月份出现最低水位, 5 月以后随着冻土融化, 逐渐补给地下水, 水位逐渐上升, 7—8 月份降水增多, 水位明显上涨图 5 - 37。

以上是 4 个典型的水位过程线, 其间还存在一些过渡类型。

2. 地下水动态的垂直分异 主要在我国西北内陆地区有明显的表现, 其他地区一般很不明显, 因为在西北内陆地区既有高耸的山脉, 又有低平盆地, 干燥的沙漠, 地表高差大, 气候垂直变化显著, 致使地下水动态垂直分异明显。以祁连山地与河西走廊为例, 山顶降水量达 400 ~ 500 毫米, 终年积雪, 并有多年冻土带, 高程 3 800 ~4 500 米地带为季节性冻土带; 山麓地带及山前倾斜平原干旱少雨, 主要依靠高山积雪融水补给。一般每年 4—9 月为融冰期, 融水自源头下泄, 入渗, 自山麓 山前倾斜平原 河西走廊低平原沼泽地带, 以蒸发排泄的形式回归空中。该地区的地下水动态过程, 相应的垂直上下, 区分为高山带、山麓带、山前倾斜平原带及低平原沼泽水带, 各带中水位动态过程以及水质均存在明显的差异。

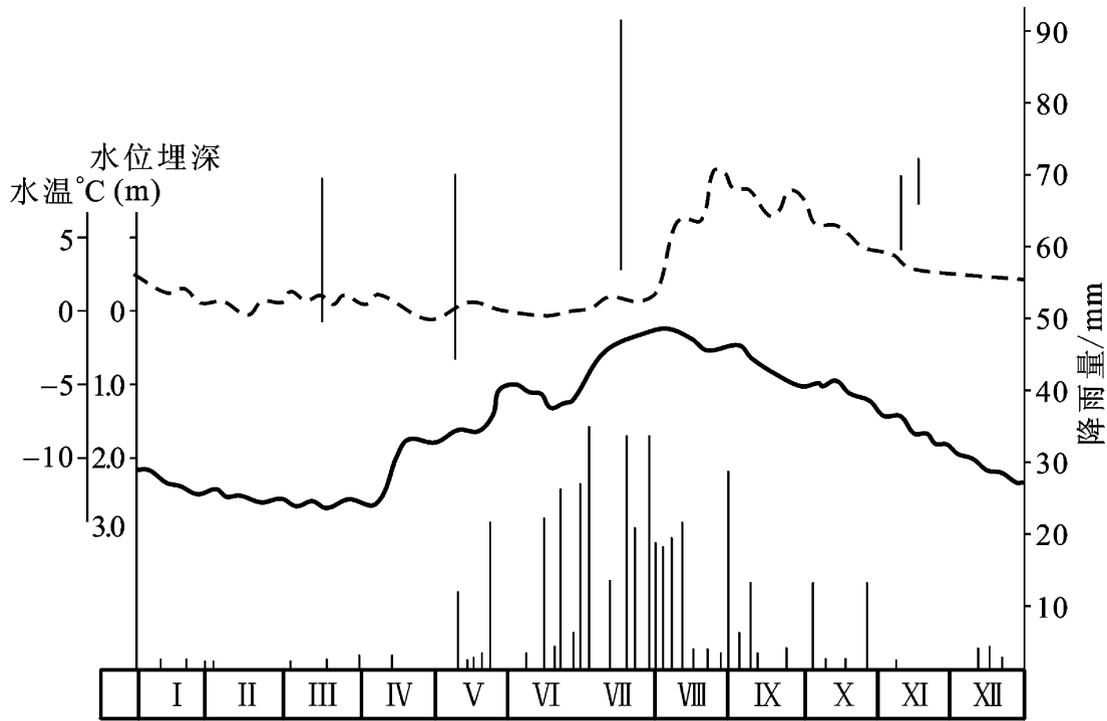


图 5 - 37 北安市地下水水文过程线(实线为水位,虚线为水温)图

(二) 地下水动态的多年特征

根据国内外地下水动态长系列观测资料的分析表明,地下水水位过程还具有多年变化的特征,并具有一定的准周期性,周期的长短不一。附图 5 - 38 为我国河北省邯邢地区西石门矿区地下水水位与降水量 18 年间变化过程线。显示出存在 10 ~11 年的周期性变化,并与降水量的变化有关,但具有后滞的特点。其中 1954、1963、1973 年为丰水年,丰水年一年降水量为干旱年的三倍多,并呈现一年补给,维持多年消耗的地下水动态特征。

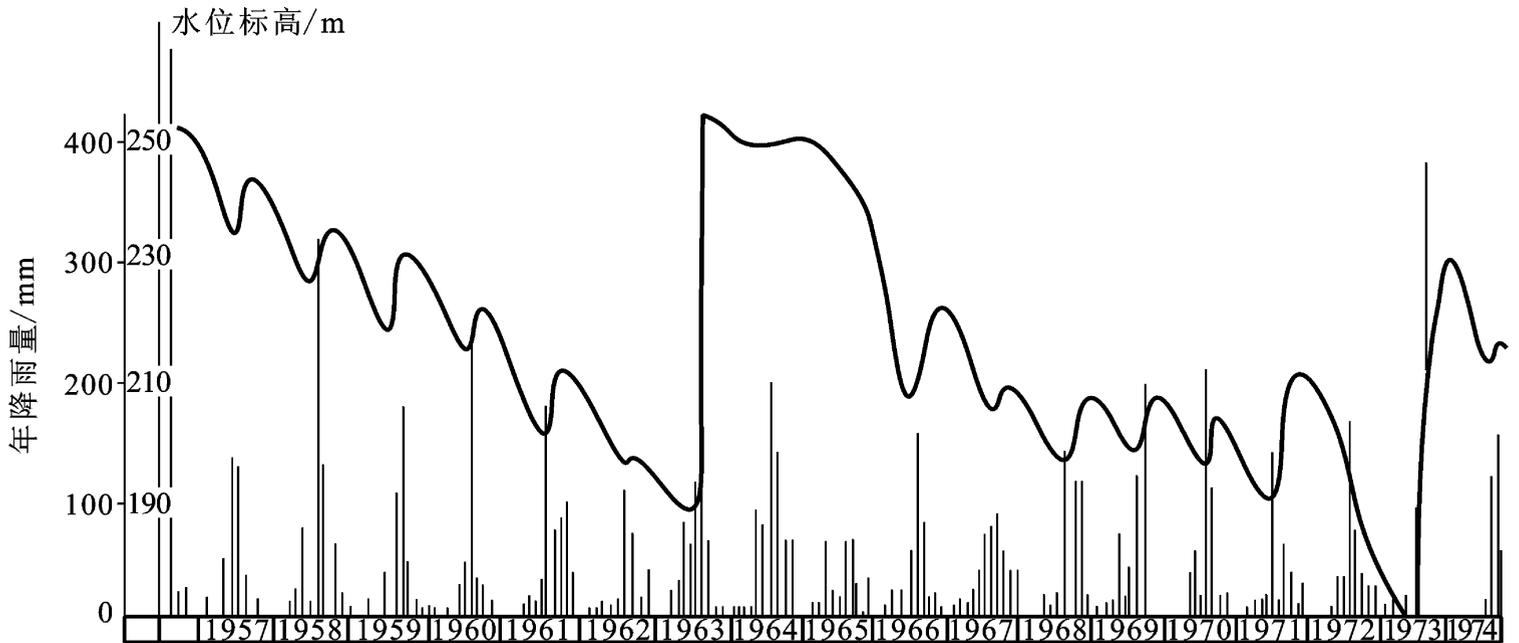


图 5 - 38 邯邢地区西石门矿区地下水水位过程线与降雨量的关系(据王伟,1976)*

有的学者研究指出,地下水的多年动态与太阳黑子活动周期变化有关。如我国北京地区、前苏联卡明草原地区的井水位多年变化就具有和太阳耀斑相同的 11 年变化周期。但附图 5 - 39 所显示的俄罗斯圣彼得堡 130 年地下水水位记录则呈现 30 年周期变动,德国的维纳河威特

比斯克城的地下径流变化, 又显示为 19 年周期。这说明还存在其他因素的影响。

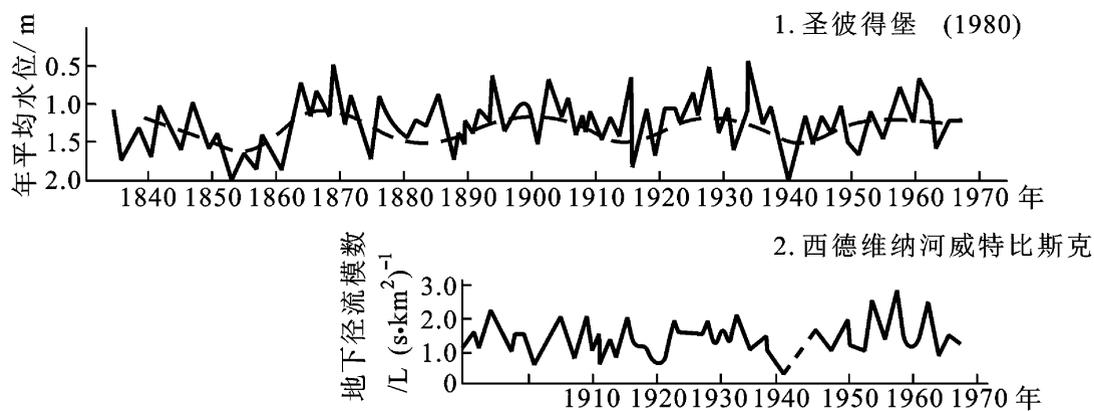


图 5 - 39 俄罗斯、德国典型地区地下水文过程线

(三) 地下水动态类型

为了进行地下水资源的分析计算, 以及方便地下水开发利用, 可根据地下水(主要是浅层地下水)的补给、排泄条件及地下水动态特征的不同, 分为如下 3 类:

1. 渗入 - 蒸发型 此类型的地下水主要从降水和地表水获得补给, 而后消耗于蒸发。所以地下水以垂向运动为主, 水平径流微弱。一般多分布于干旱、半干旱地区的平原与山间盆地。在开发利用上宜发展井灌事业, 既可人工调控地下水, 又利于防治土壤盐渍化和沼泽化。

2. 渗入 - 径流型 此类型的补给也主要来自大气降水和地表水的入渗, 但其排泄以水平径流为主, 蒸发消耗量相对较少。由于地下径流同时排泄水中盐分, 所以从长期来说水质矿化度愈来愈小。这类地下水多分布于山麓冲积扇及山前地带地下水力坡度较大的地区。在开发利用上, 宜采用截流建筑物, 截取地下径流供使用。

3. 过渡型 主要分布于气候比较湿润的平原地区, 由于当地降水丰沛, 在满足了蒸发之后, 仍有盈余以地下径流形式侧向排泄, 故兼有径流和蒸发两种排泄形式。在长期内水质亦日趋淡化。

三、地下水平衡

地下水平衡是根据质量守恒原理对地下水循环系统中各个环节的数量变化进行研究, 在此基础上阐明某个地区在某一时段内地下水贮量、补给和消耗三者之间动态平衡关系。当专门进行水质研究时, 则可建立地下水盐平衡。

进行平衡计算研究的地区称为“平衡区”, 它最好是一个完整的地下水流域。进行平衡计算的起讫时间, 称为“平衡期”, 平衡期可以是 1 个月、1 年, 亦可按特定的要求而定。在平衡计算期间, 如地下水量收入大于支出, 必然表现为地下水贮存量增加, 称为“正平衡”; 反之则称为“负平衡”。如果收支相等, 即认为地下水处于动态平衡的状态。

地下水水量平衡的一般表达式如下:

$$(P_g + R_1 + E_1 + Q_1) - (R_2 + E_2 + Q_2) = W \quad (5 - 47)$$

式中, 左括号为收入项: P_g 为大气降水入渗量; R_1 为地表水入渗量; E_1 为水汽凝结量; Q_1 为自外区流入的地下水水量。右边括号为支出项: R_2 为补给地表水的量; E_2 为地下水蒸发量; Q_2 为流入外区的地下水水量。 W 为地下水水流系统中的贮水变量, 它由平衡期间包气带中水的变量 (C)、潜水变量 (μH) 及承压水变量 (μH_p) 所组成。如收入大于支出为正, 反之为负。

于是上式可改写为:

$$P_g + (R_1 - R_2) + (E_1 - E_2) + (Q_1 - Q_2) = C + \mu H + S_c H_p \quad (5-48)$$

式中, μ 为潜水含水层的给水度; S_c 为承压水的贮水系数(或称释水系数); H 为潜水位变幅; H_p 为承压水测压水位变幅。

为便于计算各参数单位均以水柱高毫米计。以上是地下水平衡的基本模式, 在具体计算时还需进一步区分为潜水平衡与承压水平衡模式, 下面分别进行阐述。

(一) 潜水平衡方程

在建立潜水平衡方程时, 如果潜水含水层与下伏的承压含水层之间存在水力联系, 就需要在上述基本模式的基础上考虑越流补给量的问题, 其平衡方程可写为:

$$(P_g + R_1 + E_1 + Q_1 + Q_n) - (R_2 + E_2 + Q_2) = \mu H \quad (5-49)$$

式中, Q_n 为承压水越流补给量; 其余符号同前。

如若该地下水域不存在越流补给现象, 潜水隔水底板平坦、水力坡度小, 渗透系数 k 亦比较小, Q_1 、 Q_2 极小, 基本上无地下水向地表排泄, R_2 可不计时, 上式可改写为:

$$P_g + R_1 - E_2 = \mu H \quad (5-50)$$

在多年平均状况下, $\mu H = 0$

于是:

$$\overline{P_g} + \overline{R_1} - \overline{E_2} = 0 \quad (5-51)$$

这是大多数干旱、半干旱地区渗入 - 蒸发型的水平衡方程式。

(二) 承压水水量平衡方程

承压水一般埋藏较深, 有隔水顶板的阻隔, 短期的降水、蒸发变化对承压水的影响极小。其动态变化只与补给区的气候、水文要素的多年变化有关。因此对承压水的平衡研究, 宜采用多年水平衡方程。在这种情况下许多水平衡参数, 如包气带中水量变化, 地表水量变化等, 多年平均值均趋近于零, 所以可略去不计。如果所研究的对象为封闭的承压盆地, 与邻近地区不发生水分交替, 则在这种典型条件下, 该承压盆地的水平衡方程式为:

$$\overline{P} - \overline{R} - \overline{E} - \overline{Q_a} = \overline{Q_0} \quad (5-52)$$

式中, \overline{P} 为降水多年平均值; \overline{R} 为地表径流多年平均值; \overline{E} 为多年平均蒸发量; $\overline{Q_a}$ 为补给区潜水排泄多年平均值; $\overline{Q_0}$ 为补给区渗入深层水的多年平均水量, 或承压盆地排泄区内多年平均排泄量。

(三) 地表水与地下水的转化与平衡

地表水与地下水之间存在着密切的互补关系, 在开采地下水的情况下, 必然会引起地下水与地表水之间关系发生错综复杂的变化, 在上述地下水平衡分析基础上, 进一步研究地表水与地下水相互转化与平衡关系, 具有重要的意义。

天然情况下流域多年平均水量平衡方程为:

$$P = R_s + R_g + E_s + E_g + \mu = R + E + \mu \quad (5-53)$$

降水入渗补给量为:

$$P_g = R_s + E_g + \mu \quad (5-54)$$

式中, P 为降水量; R_s 为地表径流量; R_g 为地下径流量(指河川基流); E_s 为地表、土壤和植物的蒸散发量; E_g 为潜水蒸发量; μ 为地下潜流量; R 为河川径流量, $R = R_s + R_g$; E 为流域总蒸发量

$E = E_s + E_g$; P_g 为降水入渗补给量。

由于开采地下水, 上述各水平衡要素均将发生变化。以平原地区为例, 地下水开采量 V , 则地表径流量(R_s)、河道基流量(R_g)、潜水蒸发量(E_g) 均要相应地减少, 其减少量分别用 R_s 、 R_g 和 E_g 表示; 同时由于开采后地下水位要下降, 包气带增厚, 从而增大降水的入渗量, 其增量为 P_g , 相应的包气带中土壤水增加量为 E_s 。因此流域水平衡方程需改写为:

$$P = (R_s - R_s) + (R_g - R_g) + (E_s + E_s) + (E_g - E_g) + V + \mu \quad (5-55)$$

而地下水的补给量计算式也需改写为:

$$P_g = P_g + P_g = (R_g - R_g) + (E_g - E_g) + V + \mu \quad (5-56)$$

经演算简化得:

$$V = R_s + R_g + (E_g - E_s) \quad (5-57)$$

$$P_g = R_s - E_g \quad (5-58)$$

由此可知, 地表水、地下水是水资源的两种存在形式, 它们之间互相联系, 互相转化, 在开发利用地区水资源过程中, 如地下水开采多了, 必然导致当地地下潜流量与河川基流量减少, 甚至引起河流断流, 泉水枯竭, 济南市有名的趵突泉几度消失枯竭即是具体实例, 同样, 地表水的大量开发利用, 自然亦会影响地下水, 使其补给量明显减少, 尤其是河流上游地区大规模修建蓄水工程, 常常会使下游平原地区地下水资源受到严重影响。在西北内陆地区表现得最为明显, 所以, 为了合理利用区域水资源, 必须对地表水与地下水统筹兼顾, 全面考虑。

复习思考题

1. 分析对比地下水系统与地表水系统之间的区别与联系。
2. 何谓岩石的水理性质, 它们对地下水的储存、运移有何影响?
3. 分析饱和水带和包气带之间的区别与联系。
4. 试述吸湿水、薄膜水、毛管水及重力水之间的区别以及受到的作用势。
5. 列表对比潜水与承压水之间的主要区别。
6. 分析地下水的主要补给来源, 以及地下水与地表水之间互补关系。
7. 说明地下径流过程的类型及各自的特点。
8. 地下水排泄有几种方式, 其特点如何?
9. 试述结合水、毛管水运动的基本规律。
10. 试列出达西渗透定律, 以及裘布依方程, 并分别说明其物理意义。
11. 试分析影响地下水动态的主要因素。
12. 试述地下水动态的地区特征、多年特征以及动态类型。

第六章 人类活动对水环境的影响

第一节 人类活动的水文效应

由于自然或人为因素,使地理环境发生改变,从而引起水循环要素、过程、水文情势发生变化,称为水文效应。本节所讲的水文效应,主要指人类活动的水文效应,这种效应大多仍遵循水与环境关系中固有的自然规律。

人类活动对水文情势的影响可分直接与间接两类,直接影响是指人类活动使水循环要素的量或质、时空分布直接发生变化,如兴建水库、跨流域引水工程、作物灌溉、城市供水或排水等。均直接使水循环和水资源的量、质发生变化;间接影响指人类活动通过改变下垫面状况、局地气候,以间接方式影响水循环各要素。例如植树造林、发展农业、城市化等。

不同的人类活动,其水文效应的影响规模、变化过程及变化性质上的可否逆转等均各异。例如跨流域引水、大型水库等水利工程措施,这类活动时间短、范围小,但可突然改变水循环要素,而且一旦改变,将发生持久变化,长期而不可逆转地存在下去。而植树造林、城市化等长期的人类活动,其水文效应是渐变的,且对水文要素的影响也是逐渐加重的。

水文效应的强度与原水体水量的大小有关,影响的改变量(Δy)与总量(y)是相对而变的。例如水库蓄水量(即改变量)为1万立方米,而河流总水量为10万立方米和20万立方米,则其比重分别为10%和5%,因此分析可采用 $\Delta y = f(y)$ 数量关系式,在同一流域不同水循环量级的情况下,当 $\frac{\Delta y}{y} = 1$ 时,影响达最大值,当 $\frac{\Delta y}{y} < 0$ 时为最小值。

总之,人类活动对水循环有很大的影响,而水循环的改变,又会引起自然环境的变化。这种变化可能是朝着有利于人类的方向发展,也可以朝着不利的方向发展,弄清其机理,在理论上和实践上,均具有重要的意义。

关于人类活动的水文效应,过去只有一些定性的概念。在人口、经济、城市不断增长扩大,改造自然活动的规模日趋巨大的今天,大型水库、跨流域引水工程,大规模农田基本建设及城市的规划设计中,水文效应定量分析已成为必不可少的依据。因此,本世纪60年代以来,“国际水文十年”(IHD1965—1974),“国际水文计划”(IHP—IHP 1975—1994)中,均曾制定了一系列的研究课题,同时要求深入开展人类活动水文效应的定量研究,以满足生产实践的要求。我国于1988年10月,在武汉召开了“人类活动对水文要素影响的研究”学术交流会,拟定了今后进一步开展研究的3个专题:1. 水利工程、农业措施对水文要素的影响;2. 森林的水文效应;3. 城市化的水文效应。从而进一步推动了我国开展人类活动水文效应的研究工作。

一、水利工程、农业措施对水文要素的影响

人们在与陆地上径流时空分布不均匀的斗争中,通常采取拦河筑坝建水库、跨流域远距离

调水等水利工程措施,以调节和调剂水源不足的季节和地区的用水问题。这就使河道中原来的自然水文状态改变成为人工控制的水文状态,导致水循环和水量平衡发生重大的改变。现分别就水库水文效应、跨流域引水效应、小型农田水利措施效应,及农业、水保措施的水文效应简述如后。

(一) 水库水文效应

水库水文效应有广义与狭义之分,狭义的概念是研究水库与水文要素及变化过程之间的相互影响,而广义的水库水文效应是研究水库与其周围的自然环境的相互作用、相互影响的问题。20世纪50年代以来,人们越来越重视水库、大坝的水文效应和研究。1965年曾召开过水库对环境影响的国际讨论会,会后出了《人工湖》论文集,此后七、八十年代又多次召开国际大坝会议,对推动水库水文效应研究方面起了重要的作用。

水库建成后,河川水文情势发生明显的变化。首先是水库拦蓄地表径流、减少入海流量,从而改变了流域内水量平衡要素的对比关系。我国目前水库的拦蓄能力已接近全国年径流总量的10%,其中海滦河及辽河流域水库的拦蓄能力更可达本流域年径流总量的一半。其次筑坝拦水后,坝上游库区水位拥高,使流速逐渐减缓,引起泥沙淤积,水体由河流变成了人工湖泊,水的流动状态改为波浪,湖流及异重流等,坝下游河流径流完全在人为的控制之中,洪水期拦蓄,以防洪蓄水,枯水期泄水,增大流量,以利于灌溉航运。使下游河道中的径流几乎完全失去了洪峰,全年85%时间保持在较小的流量状态。坝下游清水下泄,常使河床发生冲刷。

水库除了改变了流域原有的水循环系统外,还会使地区的热量平衡发生变化,由于水库比陆地具有更大的热容量,故库区会产生明显的小气候效应,例如在大水库周围气温变得冬暖夏凉,新安江水库周围的无霜期平均延长20天,由于库区水面蒸发量的增加,改变了附近大气的水汽含量,从而影响到降水分布,新安江水库水面上空降水减少100~150mm,而水库周围山区,则降水量增加100mm,最多的甚至增加200mm。这又形成了小范围的水循环。

水库坝上游水位的抬高,同时也抬高了上游地区的地下水位,增加了水库临近地区的地下水补给量,这样也常常会引起土壤次生盐碱化。此外,水库建成后往往会给周围的自然环境带来一些不利的工程地质问题和生态系统的变化。例如库岸滑坍问题,诱发地震问题等,据美国米德水库(Mead Lake)记载,蓄水后10年间,曾记录到600次地区性地震,我国丹江口水库蓄水后10年间,共测到426次地震,比建库前360年间记录到的地震次数(43次)多9倍多。埃及阿斯旺水坝修建虽然增加了水电资源,扩大了灌溉面积,但由于大量肥沃的泥沙被拦蓄在库区,下游平原失去了肥源,土壤渐渐贫瘠;河口地区沙丁鱼产量显著下降,清水下泄减少,海水倒灌增强,土壤受浸渍而盐碱化了;更为严重的是血吸虫随着坝区扩大的水域和渠道广泛蔓延,导致3000万埃及人中有1400万人感染上了血吸虫病,感染率比20年前提高了7倍。

(二) 跨流域调水水文效应

跨流域调水工程主要是为了改变水的地区分布,将湿润地区的部分水量调到较干旱缺水的地区,以满足生产和生活的需要。大规模的调水工程对水循环和水量平衡将带来深刻的影响,首先是改变水循环的路径,此外还会破坏原来已经形成的生态平衡的状态。

中国古代的灵渠、大运河等跨流域通水工程的作用,主要是航运兼有灌溉之利,因调水规模不大,故尚未见有明显的副作用。以大规模多目标远距离为特点的现代调水工程,在国外是20世纪中期以来陆续提出的。已建成的大型调水工程有:巴基斯坦1960—1970年兴建的“西水东

调”工程,调水量达 148 亿立方米;苏联 1962—1972 年兴建的额尔齐斯河调水工程,调水量 22 亿立方米;美国 1961—1971 年在加利福尼亚州兴建的“北水南调”工程,输水道长达 900 公里,调水 52 亿立方米等。目前世界上正在规划的大型调水工程有:北美洲的跨国调水计划,打算从阿拉斯加和加拿大西北部调水至加拿大中部,美国西部和墨西哥北部,年调水 1 375 亿立方米;苏联欧洲部分的“北水南调”工程,计划调水 310 亿立方米;中国的“南水北调”工程,其中东线方案从长江下游引水到天津,枯水年规划调水 300 亿立方米,中线从汉江的丹江口水库引水到北京,每年平均调水 109 亿立方米。

跨流域调水对环境影响的过程,大体可归纳为如下的模式:调水 改变原有的水文情势 自然环境的变化 社会经济的变化。跨流域调水的水文效应可分 3 个影响区来分析:水量输出区主要是由于水量减少,从而于枯水季节在引水口以下会导致泥沙的沉积,河道特性改变,河水自净能力减低,河口海水入侵加剧等;输水通过区的水文效应,是由输水环境效应、渗水环境效应、阻水环境效应和蓄水环境效应等一系列水文环境效应引起的,调水后将抬高输水线两侧和蓄水体周围的地下水位,加重土壤盐碱化,并给水质、湖泊水域环境和水生生物带来一定的影响;水量输入区的水文效应是由外水大量引入造成的,可能导致地下水位升高,水溶盐的积累,蒸发量增加,土壤次生盐渍化和农田小气候的变化等。

最近 20 年来,环绕着我国“南水北调”的工程的实施,开展了大量的调水水文效应研究工作,取得了丰硕的成果。《远距离调水》一书的出版及各种刊物大量论文的刊出,标志着我国调水水文效应的研究已进入重要的阶段。

(三) 小型农田水利措施水文效应

农田水利措施主要包括灌溉、排水措施、山区梯田谷坊措施、平原圩区的控制措施等,其水文效应则各异。

农田灌溉主要通过修建蓄水塘坝或提水工程、输配水系统等措施,以满足田间灌溉的需水要求。这些蓄、提、引、输水措施一旦实施运转,就会改变天然河道的流量过程及水量的空间分布。一方面引取河水减少了上游河水来量;另一方面,引取的水通过输水干、支、斗、农、毛渠及田间渗漏补给地下水,抬高了地下水位,最终再回归下游河道。由于大规模灌溉,不仅抬高潜水位,而且增大了土壤含水量,这就使潜水和土壤的蒸发量增加,因而使得灌区上空往往温度低,湿度增加,为降水创造了有利条件。据美国伊利诺斯州水利勘测设计院资料,灌溉能使夏季雨量明显增加。

地表或地下排水的效应,主要是加速地下水消退,降低地下水位,减少潜水蒸发,从而加大地下水对河流的补给量,使水流量增加。同时,排水能减少地面积水和蒸发,改善汇流条件,加速水流的汇集,从而增加河川径流量。排水区在流域中所处位置不同,对洪峰流量的影响也不同,排水工程在流域上游,则加速洪水的汇集,加大洪峰流量。使洪水过程线趋于尖瘦;处在流域下游将可能降低洪峰,拉平洪水过程。排水措施的影响程度主要取决于排水河系的密度和深度。

山区修筑水平梯田、谷坊、鱼鳞坑等,主要是改变坡面和河流的坡降及糙率,拦蓄和延缓了地表径流,增加地表水的下渗,变地表水为潜流,因而延缓洪水过程,同时也起着防止水土流失的作用。

三角洲平原感潮河网区地势低平,为了防洪挡潮及降低地下水,通常修筑圩堤并建立以骨

干河道和水闸泵站为主的联圩分片治理的大控制体系。这样大面积圩区被圩堤水闸所包围,内外河关系受人工控制,虽然改善了圩区农业生产条件,但大控制缩小了河网的调蓄容积,增大了外河洪潮威胁,而且内河被控制,水流不畅,往往使内河遭受污染,并日趋严重。

(四) 农业措施的水文效应

在水的各种应用中,农业用水量占第一位,每年超过 20 000 立方公里。(占全世界每年需水量的 75%)。农业用水主要是消耗于灌溉上,灌溉 1 公顷庄稼所需的水量视各地的气候、土壤及其他自然条件及农作物种类和灌溉方式而异。在欧洲一些国家灌溉 1 公顷土地要消耗 4 000 ~6 000 立方米水,美国和墨西哥为 7 500 ~8 500 立方米,而印度和印度尼西亚则为 9 000 ~10 000 立方米。

农作物的蒸散发是其重要的生理过程,也是一项重要的水文现象。植被对叶面的蒸散发能力,对径流和洪水的大小,对地下水的动态等都有直接关系。植物把土壤水和地下水散发到大气中去,既改变了土壤水和地下水的状况,也改变了小气候的温湿状况,从而促进了水循环。开荒扩大耕地面积,坡地改梯田,扩大灌溉面积以及旱地改水田等农业措施,不同程度地拦蓄和耗用了地面水流,增加了下渗机会,使洪水过程平缓,起到了削减洪峰的作用。灌溉用水,使农田下渗量增加,则地下水和土壤水得到大量的补充,因而水分蒸发显著增加,相应也使降水量相对增加,从而使流域水循环发生改变。

二、森林水文效应

森林水文效应是指森林覆盖对径流、蒸发、降水等水循环要素,及河流水情、地下水、水质、泥沙等水文现象的影响。

(一) 森林的拦洪作用

林地由于林冠、枯枝落叶层的截留和增大土壤渗蓄能力而起到拦洪作用。

在森林地区,通常约有 20% 左右的降水量为林冠所截留。林冠截留量主要与林木组成、林龄、郁闭度、前期降雨、雨强、降雨历时等有关。林冠截留的雨量最终消耗于蒸发。下表为我国一些地区森林最大截留量的实测资料。

表 6-1 森林最大截留量实测资料(单位:毫米)

森林种类	橡 树	松 树	杉 树	幼 松	苹果树	洋 槐	油 松	白 杨
最大截留量	20	17	20	15	23	21	20	16
说 明	四川凯江 郁闭度 49%	四川凯江 郁闭度 49%	湖南肖溪山 郁闭度 90%	黑龙江 宾 县	河北易县	河北易县	河北易县	河北易县

林地上枯枝落叶层也能截留一定的降水量,从而减少地表径流。截留能力与树种及枯枝落叶层的厚度有关,一般森林可持水 10 毫米,最大持水量一般不超过 20—30 毫米,一般枯枝落叶层的截留能力由其自身重量的倍数表示。川西高山区林下枯枝落叶层每公顷约 40 吨(干重),其最大持水量为 600%,即截留能力相当于 24 毫米的降水量。祁连山的苔藓云杉林,其枯枝落叶层的最大持水为 44 毫米,圆柏林仅不足 3 毫米,苔藓灌木云杉林则为 20.6 毫米,故不同条件下持水量相差甚大。

由于林冠及枯枝落叶层的截留作用,减少了直接落入地面的降水,这就削减了雨滴对土壤

表层的溅击强度,避免了土壤板结,从而增大了下渗率。同时森林在土壤中大量根系的发育,对土壤有良好的改造作用,可以增加土壤的有机质、团粒结构及非毛管孔隙率,因而林地比非林地有较高的渗蓄能力,一般以稳渗率表示土壤的下渗能力。据中国科学院地理所的试验,林地稳渗率为黄土耕地的 2.4 ~2.9 倍,为疏草地的 1.6 ~1.8 倍,国外研究也获相近的数据。

森林具有良好的持蓄水能力,具有减小洪水流量、径流,削减洪峰延缓洪水过程及增加基流的调节作用。由美国田纳西流域实验资料分析,当森林覆盖率为 66% 时,可削减洪峰流量为 5% ~27%,覆盖率为 98.4 时,可削减洪峰流量为 70% ~80%。在我国东北地区森林面积为 500 ~1 000 平方千米的中小流域,森林对洪峰的削减一般可达 4/5 ~5/6,个别的可达 9/10 以上。下面是 1958—1982 年我国长白山东北侧两个不同森林被覆率的流域径流特征对比表。

表 6-2 桃源洞站、龙井站以上集水区内森林被覆率、径流量特征值比较表

站名	森林被覆率 (%)	集水面积 (m ²)	多年平均降水量 (mm)	多年平均流量 (mm)	年径流深 (mm)	C _v	3—5 月径流量 (%)	6—9 月径流量 (%)	10—2 月径流量 (%)	径流系数 ()	极值最大 极值最小	极值倍数
桃源洞站以上	90.7	2514	681.8	27.4	330.73	0.45	17.55	63.93	18.61	50.62	641.13 1.547	415
龙井站以上	45.4	2495	503.3	12.95	175.9	0.5	14.3	74.7	11.1	35.2	309.5 0.309	1 000

据表 6-2 可见:

- 1) 森林覆盖大的桃源洞站年平均流量、年径流深比龙井站大一倍以上,径流系数高 15%。
- 2) 桃源洞站夏季(6—9 月)径流量比龙井站小 10.77%,冬季(10—2 月)则比龙井站多 7.51%。年径流量极值差桃源洞站为 415 倍,而龙井站为 1 000 倍。由此可见,森林具有明显的涵养水分的性能。

(二) 森林对流域蒸散发的影响

林地蒸散发是植被截留蒸发、植物散发和土壤蒸发的总和。由于森林吸收更多的辐射能,加之根系埋深可达 1.5 ~3 m,给植物散发提供了更多的水分,故林地总覆盖中,植物散发量占比重最大。有人统计每公顷森林,每天要从地下吸收 70 ~100 吨水,这些水大部分通过茂密的枝叶蒸腾到大气中去,植物蒸散量大于海水蒸发量 50%,大于土壤蒸发的 20%,由于林中遮蔽、气温低、湿度大、风速小、紊动扩散受限制,加之林地土壤有枯枝落叶覆盖,土壤疏松,非毛管性孔隙多,阻滞了土壤水分向大气散发,故林内土壤直接蒸发所占比重最小,它小于同自然条件下无林地土壤的直接蒸发量,一般只相当无林地的 2/5 ~4/5。

表 6-3 是浙江姜湾径流实验流域观测计算的林地蒸散发情况。该流域地处温湿地带,树木常绿,集水面积 20.9 平方千米,满山遍野几乎都是茂密的竹林,其覆盖率为 86.7%,表中资料可见林地蒸散发比土壤蒸发大 1.1 ~1.8 倍。在半干旱地区的清水河流域,林地蒸散发比无林地大 0.38 倍。在寒冷湿润的小兴安岭林地比无林地大 0.2 倍。总之国内外的许多实验资料都证实同一地区林地蒸散发比无林地土壤蒸发量大,此外,从绝对值来看,温湿的低纬度地带森林对蒸发的影响大,寒冷干燥的高纬地带影响小,这是因为低纬地带植物常绿,吸收太阳辐射能多,高纬地带则反之。

表 6-3 姜湾径流实验流域林地蒸散发(毫米)

	1957	1958	1959	1960	1961
流域平均雨量	1504	1572	1813	1868	2070
实测总径流深	678	829	980	1184	1416
流域平均蒸散发	826	683	833	684	654
实测土壤蒸发量	341	398	329	380	359
林地蒸散发量	900	727	910	731	699

注:土壤蒸发器设在没有植物的裸地上

(三) 森林对降水的影响

一般认为大面积森林由于增加了蒸散发,促进了水分循环,而使降水有所增加,增加的降水量不超过增加的蒸发量的 65%,由于林冠蒸腾大量水汽,使林区上空湿度增大,水平气流与森林起伏阻障,在动力作用下被迫抬升产生旋涡,有利于垂直降水。林木枝叶在夜间辐射冷却,往往产生大量凝结降水,如雾、露、霜、雨淞及雾淞等,前苏联瓦尔达依实验站资料表明,森林降水比空旷地增大 5%。我国一些学者也认为森林有增加降水的效应。但也有不少研究表明森林对降水没有影响或影响甚微。这主要是由于森林影响降水的机制尚未搞清,以及观测手段有待提高所致。

(四) 森林对地下水的影响

它与地质、地貌、地下水位等各因素有关。一般认为山区森林下渗水量对地下水补给有利,由于林地的土壤疏松,孔隙多,渗透性强,降水的 50% ~80% 可以渗入地下,一亩林地至少比一亩无林地多蓄 20 m³ 水,五万亩森林所含蓄的水量就相当于一座 100 万立方米的小水库,故人们又称森林为“绿色水库”。

(五) 滥伐森林的后果

历史上森林覆盖面曾占陆地面积的 2/3,达 76 亿公顷,随着人口剧增,毁林垦荒,砍柴获薪,森林被大量砍伐。目前森林资源正以惊人的速度大量减少,每年达 1 800 万公顷,至 1962 年林地已减少至 55 亿公顷,而 1975 年更缩小为 26 亿公顷。我国海南岛原为森林之岛,建国初期林地占全岛面积的 23%,1979 年覆盖率只有 7% 了,平均每年毁林 31 万亩,比世界热带林损失的平均速度快 3 倍。

大面积毁林会使宝贵的水源变成水患。图 6-1 是美国西弗吉尼亚州 Auegheny 山流域试验的结果。对比一场夏季暴雨后森林砍伐后的流量过程线与控制的流量过程线,前者比后者峰量增大 6 倍之多,径流总量也有十分明显的增加,同时,由于森林每年能从土壤中吸取 50 cm 水深的水分,则森林的砍伐会使地下水位上升,减少地下水的调节能力,从而加剧了洪水灾害。图 6-2 为丹麦森林试验站的研究结果,森林砍伐前地下水有明显的季节变

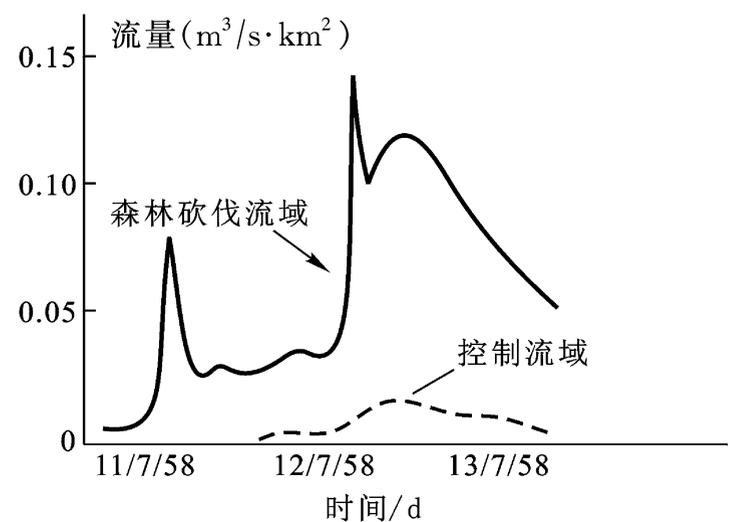


图 6-1 森林砍伐后的流量过程线与控制流域过程线的比较

化,夏季由于植物根系大量吸水,地下水有明显的下降,森林砍伐后季节变化趋势完全消失,终年保持较高的水位。

森林在未经砍伐前,一般河流的输沙量很低,砍伐后流域输沙量大增。如美国一个10平方公里的实验流域表明,森林砍伐前全流域悬沙产沙量每年900吨,砍伐后第一年增为4600吨,第二年为18000吨。还有的实验表明,森林砍伐中的管理情况对含沙量也有影响。不砍伐的最大含沙量为15ppm(百万分之15),有计划砍伐的为25ppm,乱砍伐的则达56000ppm。

由此可见,毁林的后果会引起严重的水土流失,并导致水旱灾害频繁发生。

总之,森林通过调节径流、涵养水源、保持水土改良水质以改善人类的生态环境的显著作用,已越来越引起人们的普遍重视,森林水文效应的研究对开发营造森林,对环境质量的控制与改善均有重要的实际意义和理论意义。

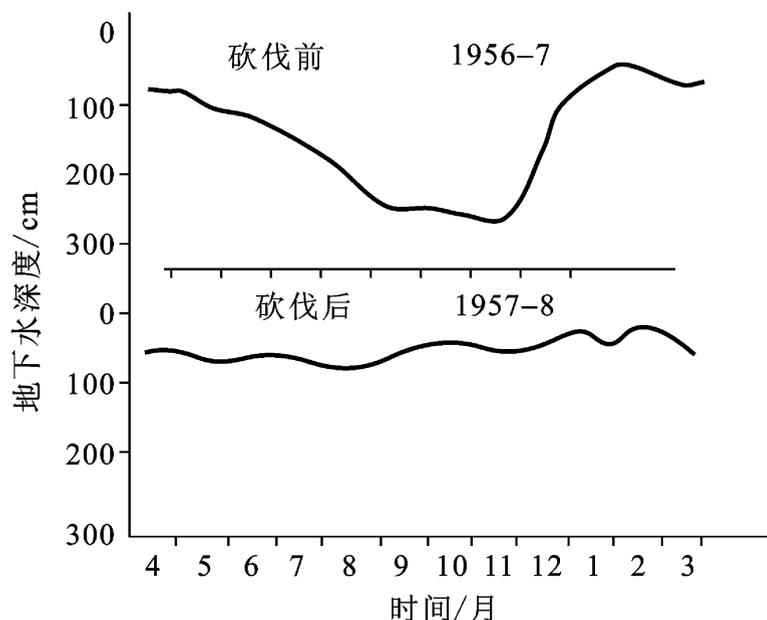


图6-2 森林砍伐对地下水储量的影响

三、城市水文效应

城市水文效应是指城市化所及地区内,水文过程的变化及其对城市环境的影响。

城市化的主要指标是:城市人口密度的增加,城镇建筑密度的增大,工、商企业高度密集的发展。其中人口密度增大是首要的,大量人口拥向城市,要求住房、交通、工、商企业相应发展,则建筑面积迅速扩大。

城市化是促使自然环境变化的最强大的因素之一,城市化的过程,增进了人类社会与周围环境之间的相互作用过程。城市化的水文效应,可由框图6-3表示。

图6-3 城市化的水文效应

图6-3说明城市化除带来气候变化外,其水文效应主要反映在雨洪变化、水资源需要量增长以及水质污染三个方面。

(一) 城市化对水文过程的影响

城市兴建和发展后,城市气候和下垫面条件均发生明显的变化。由于城市人口、建筑及工

业的高度密集,城市气候的热岛效应、凝结核效应(烟、尘增多),及高层建筑障碍效应的影响,城市地区雨岛效应也明显反映出来。通常城市的降雨量较四周的郊区农村约增加 5% ~17%,汛期的雷暴雨量也增多 10% ~40%。由于城市的发展,大面积的天然植被和耕地为街道、工厂、住宅等建筑物代替,下垫面的滞水性、渗透性、热力状况均发生明显的变化,城市降雨后,截留滇注,下渗的损失量很小,加之城市道路、边沟及下水道系统的完善,使城市集水区内天然调蓄能力减弱,汇水的水力效率增大,径流系数也明显增大,城市地区的产汇流水文过程也发生了相应的变化。导致雨洪径流、洪峰流量增大,峰值出现时间提前,行洪历时缩短,洪水总量变大,洪水过程线比相邻农村明显变得峰高坡陡,见图 6 - 4。

图 6 - 4 在相同滞洪蓄量情况下,城市化对流域影响的响应

Q_p^r 农村洪峰流量; Q_p^u 城市洪峰流量;
 t_p^r 农村洪峰出现时间; t_p^u 城市洪峰出现时间;
 V_0^r 农村径流量; V_0^u 城市径流量,
 注意:一般 $V_0^u > V_0^r$

据 Espey 等 1967 年的研究表明:城市化后单位线的洪峰流量近似于城市化前的 3 倍,涨峰历时缩短 1/3,并指出通常暴雨径流的洪峰流量可为城市化前的 2—4 倍,这取决于河道整治情况、不透水面积的比重、河道植被及排水设施等。城市化后由于河道漫滩被占用,过水断面减小,故洪水频率也随之增加。有人估算百年一遇的洪水出现几率可增加 6 倍。此外由于雨期下渗量减小,使含水层的水量减少,从而导致河流枯季的基流也相应减小。因此城市化后年径流总量虽有增加,但增加的幅度还不及一次雨洪水量那么大,一般说如果不包括城市需水、外引水量因素,在自然条件下,城市化后年径流量约增 10% ~20%,例如上海即增加 20% 左右。

(二) 城市水资源危机

近几十年来,城市迅速膨胀,大量人口拥向城市,全世界 500 万人口以上的城市数量不断增加,从 1960 年的 12 个增加到 1980 年的 26 个,近 10 年来增加速度更快,预计 2000 年可达 50 个。我国城市人口增长速度亦很快,1978—1988 年中,有 3 亿农民转为城镇人口,20 万人口的小型城市由 1978 年的 92 个增加到 1987 年的 223 个。这一时期建制镇就增加 1 000 多个。全世界目前已有近 50% 人口居住在只占大陆面积 5% 的城市范围内。人口高度集中,工业迅速发

展,城市需水量急剧增加,城市民用水的消耗定额平均为农村居民的5~8倍,而且随着生活方式、卫生要求,经济条件的改变,居民需水量还要成倍增长,城市新兴的工业对水质、水量要求更高更多,因此城市需水的增长比人口增长还要迅速。例如上海市在1949—1980年间,城市人口增加一倍多,用水量增长了约7倍。城市的需水量普遍大大超过当地水源的供水能力。因此城市化的迅猛发展带来了严重的城市水荒,即城市水资源危机。

城市本身不能够产生水,而且需大量消费水甚至污染水。任何一个城市仅靠本地天然径流或地下径流量,是根本无法满足供水需求的,例如上海市、本地天然径流量仅18.6亿立方米,而1980年(丰水年)需水80.52亿立方米(中水年和枯水年则分别为89.07和104.07亿立方米),故必须引用黄浦江和长江等外来水。据1991年我国对434个城市的调查,包括已经引用外来水后仍严重缺水的城市有40个,约占10%,一般缺水的为188个,约占43%。沿海14个开放城市中,有8个城市缺水,占57%以上。

城市供水日益紧张,原来的地表水源和供水设施不能适应发展的要求,许多城市超量开采地下水,使地下水资源日趋枯竭,这不仅加深了水资源危机,甚至造成地面沉降的危害,建筑物毁坏和地下管道破裂,沿海城市还会导致咸水倒灌的恶果。北京市近年来由于超采地下水,地下水位每年下降1米,严重的地区地下水位已下降30余米。天津已形成以市区为中心的下降漏斗,最低水位已达负63米,造成地面普遍下沉,严重地段已下沉2.4米。上海1921—1965年全市地面平均下沉1.76米,最大下沉量达2.63米,1967年采取回灌措施后虽趋稳定,但目前每年仍有数毫米的下沉量。目前不少城市为了解决城市供水危机,不得不采取远距离调水的途径,如美国洛杉矶市自150英里以外的科罗拉多河引水;纽约甚至从阿帕拉契山地引水。我国的“引滦入津”,“引黄(河)济青(岛)”,上海市的黄浦江上游引水工程及将来的开辟上海市第二水源(长江引水)工程,南水北调中线方案向北京引水等措施,都属于解决城市水资源危机的可取的途径。但由于城市水资源的开发利用问题比较复杂,它既受到城市性质、发展规模、布局、交通运输、人口密度,邻近地区发展情况,国家政策法令的影响。同时也受到地区自然条件及邻区水资源情况的影响,因此必须合理利用,从综合的城市生态角度考虑,以免导致生态环境的恶化。

(三) 城市化对水质的影响

城市工业废水和生活污水向河流排放,工业废气向大气排放形成酸雨下降,使天然水体受到污染,水质明显恶化。关于水质的细节将在本章第二节中讲述。生活污水量与工业废水量的比例,因工业化程度而异,工业化程度高的城市可达1:9,一般约在3:1—1:3之间。如果进入水体的污染物质数量超过水体的自净能力,正常的生物循环和生态平衡遭到破坏,严重危及生活和生产,则水体受到严重污染。通常在枯水季节,河川基流减少,稀释能力削弱,水质更趋恶化,高温季节,有机质被厌氧细菌分解的生化过程也能引起水体黑臭。故通常在城市化水平较高的下游水体一般均受到污染。天然水体水质恶化加剧了城市水资源紧缺的危机,上海市从水资源总量看,算是丰富的,但由于日排污量达500万吨以上,导致黄浦江高温季节黑臭(枯水季节又受涨潮的咸水影响),故也成为缺水城市了。防止污染的基本措施是做好污废水处理,控制污染源,不使其进入天然水体。

城市水文效应实际上是城市人类活动与水相互关系的重要科学问题,城市水文学的研究既涉及多种学科,又可服务于城市建设,它在理论上与城市气候效应、环境效应、社会经济效应密

切相关,在欧美等发达国家,城市水文学研究已蓬勃开展,今后我国在进一步广泛建立城市试验场和观测站的基础上,这一领域的研究将得到进一步的发展。

四、人类活动水文效应的研究方法

人类活动水文效应的研究,通常是先对影响导致的后果进行调查,作出定性的分析,然后按照实际资料进行定量的计算。国际水文10年和国际水文计划提出的采用实验流域的研究,也是非常有效的途径。在分析研究时采用系统分析的方法,建立数学模型,也是定量研究的重要途径,因为只有建立起系统的数学模型,才能综合各个组成成分与各种影响因素之间的综合关系,使人们能查清任一组成成分与影响因素变化所引起的输出的数量变化。

水文效应的定量变化,基本原理是建筑在水循环过程的一系列基本理论和方法上的。目前,国内外人类活动水文效应的研究方法主要有三类:

(一) 水量平衡法

根据水量平衡原理和方法,分析主要要素受人类活动影响后的差异和变化,即按平衡的自然状况,结合人类活动改变某一分量来计算。

多年平均情况下的流域水量平衡方程为:

$$R_0 = P_0 - E_0$$

式中, R_0 为流域多年平均径流深; P_0 为多年平均降水量; E_0 为多年平均蒸发量。

受人类活动影响后的降水 P , 径流 R 和流域蒸发 E 仍然满足上述方程:

$$R = P - E$$

一般情况下,人类活动对降水要素的影响较小,因而在研究水资源评价时,可假设降水 P 不变,比较上两式得:

$$R_0 - R = E - E_0$$

要鉴别人类活动对径流的影响,可以直接分析受人类活动影响后,天然径流的变化,如水资源评价中的调查还原法、计算式为:

$$W_{\text{天}} - W_{\text{实}} = W_{\text{灌}} + W_{\text{工}} + W_{\text{库蒸}} + W_{\text{库渗}} \pm W_{\text{库蓄}} \pm W_{\text{引水}} \pm W_{\text{分洪}}$$

式中, $W_{\text{天}}$ 、 $W_{\text{实}}$ 分别为天然与实测水量; $W_{\text{灌}}$ 、 $W_{\text{工}}$ 分别为灌溉与工业耗水量; $W_{\text{库蒸}}$ 为水库水面蒸发量与相应的陆地地面蒸发量的差值; $W_{\text{库渗}}$ 为水库渗漏量; $W_{\text{库蓄}}$ 为水库蓄水量; $W_{\text{引水}}$ 、 $W_{\text{分洪}}$ 分别为跨流域引水量和河道分洪水量。

该法概念清晰,可逐项评价人类活动的影响,且能与用水量分析有机地结合在一起。

(二) 对比分析法

此法又可分为两种,其一为按同一测站历史资料对比计算,即按人类活动前后的观测或史料记载进行对比分析的方法。也可用同一测站人类活动对径流影响的双累积曲线法进行,即先用人类活动以前的降雨径流资料建立降雨径流相关曲线,然后用人类活动以后的降雨资料按此降雨径流相关曲线推出径流量,并按时间顺序计算出径流累积量,显然这个累积量是未经人类活动影响的径流,而人类活动的影响量,可以用实测径流(人类活动后,必有变化)的累积量与前者比较得出,具体的比较是点绘计算的与实测的两个累积量的关系曲线,如曲线发生不连续或突然变化,则可看出人类活动影响径流变化的性质和数量。另一种是不同流域的对比计算,即选其他条件相同或相似的未经人类活动影响的水文测站作参照站与研究测站同期资料进行

对比, 两者输出之差即为计算的结果。

(三) 流域水文模拟法

流域水文模型是基于对水文现象的认识、分析其成因及各要素之间的关系, 以数学方法建立一个模型, 来模拟流域的水文变化过程。一方面用人类活动影响前, 或影响很小的资料率定模型中的参数, 再对率定的参数进行检验, 然后用率定的模型来推求自然状况下的径流过程, 并与实测资料进行对比, 以此来鉴别人类活动对径流的影响。另一方面, 也可以改变模型中反映下垫面条件变化较敏感的参数, 逐年拟合受人类活动影响后的资料, 并分析该参数的变化规律, 用以预测未来的水文情势。水文模拟方法是估算人类活动对水循环影响的最有效的手段。模型包括的参数越多, 即计入的因素全面、系统性强, 其应用的灵活性和结果的灵敏性越高, 随着计数技术的高速发展和数据库的建立, 流域水文模型将具有更广阔的发展前景。

由于人类活动对水文环境的影响极其复杂, 限于资料获取精度及人们的认识水平, 目前已取得的成果及方法仅是初步的。

第二节 人类活动对水体水质的影响

水是人类生活和生产活动中不可缺少的物质, 又是一种不可替代的宝贵资源。随着人们生活条件的改善和提高, 所需水量不断增加; 随着国民经济的发展, 许多工、农业生产都需要增大供水量。水资源的丰歉, 将直接影响人们的生活和工、农业生产的增长速度。当今世界已有不少国家严重缺水, 这种现象还在继续发展。与水资源紧缺的同时, 世界许多地区水资源受到严重污染, 水质恶化。

人类直接或间接地把物质和能量引入水体的生产或生活活动, 诸如矿山的开采、工业生产排放的废水和废渣; 农田喷洒大量的化肥和农药, 一部分随地表径流进入水体; 动力工业和其他行业的高温冷却排水; 城镇居民的生活污水等。这些都可以引起江河、湖泊、海洋和地下水等水体的水质、底泥的物理、化学性质或生物群落组成发生变化, 使水体水质变坏, 降低了水体的使用价值, 这种现象称为水体污染。引起天然水体水质恶化的物质, 也称之为污染物质。

本节重点阐述人类活动对水质的影响, 并就水循环过程中的水体自净规律和水环境容量问题, 来论述水量与水质对水资源相互影响的辩证关系。

一、影响水体水质的物质来源

造成天然水体水质恶化的原因是多方面的, 其主要物质来源有以下几方面。

(一) 大气降水

使大气恶化的物质主要来自矿物燃料的燃烧和工业生产。前者燃烧时产生二氧化硫、氮氧化物、碳氧化物、碳氢化合物和烟尘等; 后者随所用原料而异, 在生产过程中, 随不同环节而排放出不同的有害、有毒气体和固体物质(粉尘), 常见的有氟化物和各种金属及其化合物; 农药在使用中, 也会飞散进入大气中。这些物质在阳光和催化剂作用下, 还会互相作用, 发生各种光化学反应, 生成新的有害物质。

使大气恶化物质种类很多, 成分复杂, 有水溶性成分和不溶性成分, 无机物和有机物等。它们可以自然降落或在降水过程中, 溶解于水和被水挟带至地面水体中, 造成水体水质恶化。如世界上许多湖泊酸化, 致使水生生态系统遭到破坏, 就是由于大气中二氧化硫、氮氧化物、碳氧化物等

酸性污染物质溶于水中,生成酸性降水造成的。当今,“酸雨”已成为世界重要公害之一。

(二) 农田排水

工厂生产了大量的农药、化肥,专供农业、林业使用。这些物质被施用后,除被生物吸收、挥发、分解之外,大部分残留在农田的土壤和水中,然后随农田排水和地表径流进入水体。造成危害。农田排水实际上是非点源(面源)污染。天然水体中的有机物、植物营养物(如氮、磷等)、农药等,主要来源于农田排水。

(三) 城市生活污水

随着人口在城市和工业区的集中,城市生活污水已成为引起水体恶化的重要污染源。生活污水是人们日常生活中产生的各种污水的混合液,其中包括厨房、盥洗室、浴室等排出的污水和厕所排出的粪便污水等。其来源除家庭生活污水外,还有各种集体单位和公用事业等排出的污水。生活污水尽管杂质很多,但其总量只占0.1%~1%,其余都是水分,杂质的浓度与用水量多少有关。悬浮杂质有泥沙、矿物废料和各种有机物(包括人及牲畜的排泄物、食物和蔬菜残渣等),以及胶体和高分子物质(包括淀粉、糖、纤维素、脂肪、蛋白质、油类、肥皂、洗涤剂等);溶解物质则有各种含氮化合物、磷酸盐、硫酸盐、氯化物、尿素和其它有机物分解产物,产生臭味的有硫化物以及特殊的粪臭素。此外,还有大量的各种微生物,如细菌、病毒、原生动物以至病原菌等。生活污水一般呈弱碱性,pH约为7.2~7.8。由此构成的生活污水外观就是一种浑浊、黄绿以至黑色,带有腐臭气的液体。

(四) 工业废水

各种工业企业在生产过程中排出的生产废水、生产污水、生产废液等统称为工业废水。它所含的杂质包括生产废料、残渣以及部分原料、产品、半成品、副产品等,成分极其复杂,含量变化也很大,不同生产条件,甚至不同时间的水质也有很大不同。每种工业废水都有多种杂质和若干项指标的综合体系,构成复杂的水质系统。

工业废水明确分类是很困难的,因为同一种工业可以同时排出数种不同性质的污水,而一种污水又可有不同的杂质和不同的污染效应。其中主要表现的是耗氧和有毒污染影响最深。同时,杂质就其本性可分为无机和有机两大类,而耗氧是有机物的特性。因此,可将工业废水按成分分为3大类: 无机物废水,包括冶金、建材、化工无机酸碱生产等的废水; 有机物废水,包括食品工业、塑料工业、炼油和石油化工、造纸工业、制革工业等废水; 含有大量的有机物,同时含有大量无机物的废水,如焦化厂、氮肥厂、合成橡胶厂、制药厂、皮毛厂、人造纤维厂等排的废水。

(五) 工业废渣和城市垃圾淋溶水

工业废渣主要来源于燃料渣、冶金渣、化工渣等;建筑废弃物主要是施工排出的废土砖石等。工业废渣不仅数量大,而且成分复杂,含重金属及有毒物质,对环境污染威胁较大。

城市垃圾主要为厨房菜渣、果皮、废纸及生活废物、炉灰渣、砖头瓦块、树枝落叶等。城市垃圾的成分比例,因地区气候、生活习惯、家用燃料的不同而异。城市垃圾的数量和种类增长很快,增加的幅度与城市居民消费水平增长快慢有关。

工业废渣和城市生活垃圾受降水淋溶,各种有毒有害物质随雨水径流而进入地面水体,改变了地面水质成分;一些淋溶物质随降雨渗入土壤,通过土壤进而影响地下水;细颗粒的垃圾、废渣还能随风飘扬落入地面水体,或成凝结核形成水滴与雨水一起降落地下形成地表径流进入

地表水体中,一些工矿企业将废渣、垃圾直接倒入湖泊、河流或海洋造成更严重的污染。

影响水体水质的物质种类虽然很多,但按物质的属性来划分,一般可归纳为3大类:化学性污染物、物理性污染物和生物性污染物。水体含有上述各种属性的物质,相应称为化学性污染、物理性污染和生物性污染。各类型污染的特点、标志等见表6-4、6-5。

表6-4 水体污染类型的特点

类 型	化学性污染	物理性污染	生物性污染
主 要 特 点	有机污染 1. 氧化分解 2. 腐败、发臭、异味 3. 有毒的物质 无机污染 1. 溶解盐类 2. 酸碱 3. 有毒的物质	1. 色相变化 2. 浊度变化 3. 水温变化 4. 悬浊物 5. 泡状物 6. 放射性污染 7. 气体溶解	1. 病原细菌 2. 污水中产生的菌类 3. 其它污水微生物的产生

表6-5 水污染类型、污染物、污染标志及来源

	污染类型	污染物	污染标志	废水来源	
物理性污染	热污染	热的冷却水	升温、缺氧或气体过饱和 热富营养化	动力电站、冶金、石油、化工等工业	
	放射性污染	铀、钚、镭、铯	放射性玷污	核研究生产、试验、核医疗、核电站	
	表观污染	水的混浊度	泥、砂、渣、屑、漂浮物	混 浊	地表径流、农田排水、生活污水、大坝冲砂、工业废水
		水 色	腐殖质、色素、染料、铁、锰	染 色	食品、印染、造纸、冶金等工业、污水和农田排水
水 臭		酚、氨、胺、硫醇、硫化氢	恶 臭	污水、食品、制革、炼油、化工、农肥	
化学性污染	酸碱污染	无机或有机的酸、碱物质	pH 异常	矿山、石油、化工、化肥、造纸、电镀、酸洗等工业、酸雨	
	重金属污染	汞、镉、铬、铜、铅、锌等	毒 性	矿山、冶金、电镀、仪表、颜料等工业	
	非金属污染	砷、氟、氯、硫、硒等	毒 性	化工、火电站、农药、化肥等工业	
	需氧有机物污染	糖类、蛋白质、油脂、木质素等	耗氧、进而引起缺氧	食品、纺织、造纸、制革、化工等工业、生活污水、农田排水	
	农药污染	有机氯农药类、多氯联苯、有机磷农药	含毒严重时水中无生物	农药、化工、炼油等工业、农田排水	
	易介解有机物污染	酚类、苯、醛等	耗氧、异味、毒性	制革、炼油、化工、煤矿、化肥等工业、污水及地面径流	
	油类污染	石油及其制品	漂浮和乳化、增加水色	石油开采、炼油、油轮等	
生物性污染	病原菌污染	病菌、虫卵、病毒	水体带菌、传染疾病	医院、屠宰、畜牧、制革等工业、生活污水、地面径流	
	霉菌污染	霉菌毒素	毒性、致癌	制药、酿造、食品、制革等工业	
	藻类污染	无机和有机氮、磷	富营养化、恶臭	化肥、化工、食品等工业、生活污水、农田排水	

二、天然水体水质恶化特点

(一) 海洋水体水质恶化特点

海洋水体目前受污染最严重的地区是在边缘海域,是靠近工业发达、人口集中的城镇附近的海域。海洋水体污染有如下特点。

1. 污染源多而复杂 除了海上航行的船只和海上油井的油污染外,还有沿海和内陆地区的城市 and 工矿企业排放的污染物,最后都进入海洋。如陆地上的污染物质可通过河流进入海洋。大气污染物质也可通过气流运行到海洋上空,随雨水降落到海洋。

2. 污染物持续性强,危害性大 海洋是各地区污染物的归宿。污染物质进入海洋后,很难再转移出去。不能溶解和不易分解的污染物质(如重金属、有机氯农药等),便在海洋中积累起来,数量逐年增多,还能通过在海洋中的迁移转化而扩大其危害。

3. 污染范围大 世界上的各个海洋是相互勾通的,海水也在不停的运动着,污染物质在海洋中可以扩散到任何角落。海洋环境中原来不存在多氯联苯,现在可以在北冰洋和南极海域捕获的鲸体中检出,可见,这种污染物质已由近海扩散到远洋。

(二) 河流水体水质恶化特点

河流是陆地上最重要水体之一。世界上的大工业区和大城市都沿河建立,依靠河流提供水源,便于原料和产品的进出,同时还将河流作为废水的排放场所。因此,如今工业区和人口密集的城市河流大多受到不同程度的污染。其污染特点如下:

1. 河流水质恶化程度随流量的大小而变化 河流的污径比(径流量与排入河流的污水量的比值,也称稀释比)的大小反映河流的水质恶化程度。一般来说,河流的污径比值大,自净能力就强,河流受污染的可能性和水质恶化程度就小,反之就重。河流的径流量随时间、季节变化,因此,河流水质恶化程度也相应发生变化。

2. 河流水质恶化影响范围广 河水不断流动,搬运污染物质的能力强,故上游遭受污染,很快就影响到下游。因此,河流水质恶化影响不限于污染发生区,还可殃及下游地区,甚至可以影响到海洋。

3. 河流水质恶化影响大 河流是人们生活的主要饮用水源之一,河流中的污染物质可以通过饮用水直接危害人类。不仅如此,河流中的污染物质还可以通过生态系统的食物链和河水灌溉农田而间接危害人类。

4. 河流自净能力强,水质恶化易于控制 河流不断流动,河水交换较快,其复氧几率也较大,废水或污染物质可以不断的被稀释和搬运。因此,河流的自净能力较其他水体强。也正因为如此,过去一些人把河流作为废水天然的处理场所,任意向河流中排放废水。殊不知河水的自净能力也是有一定限度的,超过这个限度,河流就要遭到污染。

河流水体范围相对较小而且集中,因此,其污染较易控制。但是,河流一旦遭污染,要恢复到原有的清洁程度,往往要花费大量的资金和较长的治理时间。

(三) 湖泊(水库)水质恶化特点

湖泊、水库以水体交换缓慢为其特点。其中内陆湖因湖水不能再流出,故对污染物的积累与海洋相同。一般淡水湖,湖水能排出,亦常因流速缓慢,水域广阔,可使某些污染物长期停留其中,发生质的变化和量的积累,水体状况逐渐恶化而遭受污染。其水质恶化特点如下:

1. 湖泊、水库污染来源广、途径多、种类复杂 上游和湖区的入湖河道,可从携带其流经地区厂矿的各种工业废水和生活污水入湖;湖库区周围农田土壤中化肥、残留农药及代谢产物和其它污染物质可以通过农田排水和降水径流的形式进入湖库;湖库中生物(水草、鱼类、藻类和底栖动物等)死亡后,经微生物分解,其残留物也可以污染湖库;几乎湖泊(水库)流域环境中的一些污染物质,都可以通过各种途径最终进入湖库。故湖库较之河流来说,污染来源更广、种类更复杂。当流域上大量使用化肥时,还能造成氮、磷等营养元素进入湖库,使藻类大量繁殖,酿成所谓“富营养化”现象,而富营养化在河流里没有见到,所以湖泊污染的类型,又较河流为多。

2. 湖水稀释和搬运污染物质的能力弱 废水排入水体后,水体对污染物质的稀释和搬运能力,通常与水流速度成正比,流速越大,稀释和搬运能力越强,反之越弱。湖泊由于水域广阔,贮水量大、流速缓慢,故污染物质进入后,不易迅速地被湖水稀释而达到充分混合,而有些污染物质却沉入湖底,并且也难于通过湖流的搬运作用,经过出湖河道向下游输送。一般河流,由于洪水季节流量的迅速增加,河流稀释和搬运能力随之加大,能使水质大为改善。而湖泊由于滞洪作用,洪水进入湖泊后流速迅速减缓,稀释和搬运能力远不如河流那样强。这充分表明:河流是属于污染物质循环中易于搬运的开放类型;而湖泊大多属于污染物质循环中易于沉积的封闭类型;河流型湖泊则介于二者之间。此外,流动缓慢的水面还使水的复氧作用降低,从而使湖水对有机物质的自净能力减弱。

3. 湖泊对污染物质的生物降解、累积和转化能力强 湖泊是孕育水生动植物的天然场所。流动缓慢的湖水,有利于湖泊生物对微小物质的吸收。不少生物能富集铜、铁、钙、硅、碘、汞、镉等元素,比水体原来的浓度大数百倍、数千倍、甚至数万倍。水体受污染后,污染物质除了直接从水体进入生物体以外,还可以通过食物链不断富集和转移。如 DDT 及其分解产物,可通过水藻、虾、小鱼、海鸥,海鸥体内的 DDT 浓度比水中浓度大一百余万倍。有的生物则能对有机物质进行分解。例如,酚可通过藻类、细菌,或底栖动物的新陈代谢水解成二氧化碳和水,从而有利于湖水净化。有些生物还能把一些毒性不强的无机物转化成毒性很强的有机物。例如,无机汞可被生物转化成有机的甲基汞,并在食物链中传递浓缩,使污染危害加重。

水库即是人工湖泊,又保留着河流的某些特点,因此,它兼有河流与湖泊的污染特点,但都不如河流或湖泊那么典型。

(四) 地下水水质恶化特点

地下水的水质动态与地表水有着密切关系,因为地表水可通过各种渠道渗入地下,而影响地下水的水质。正因为如此,地下水水质恶化特点是:

1. 地下水水质恶化过程缓慢 污染物随地表水下渗过程中,不断地被沿途的各种阻碍物阻挡、截留、吸附、分解,进入地下水的数量大为减少,通过地层越厚,截留的就越多,污染物在地层和地下水中的扩散也就缓慢进行着。

2. 地下水的间接恶化方式 地表水中某一污染物,在其下渗过程中,作用于其他物质,并被挟带进入地下水,造成间接污染。例如,地下水硬度的增加,是由于地表水中酸碱盐类等,在下渗过程中使岩层中大量钙镁溶解进入水中。又如,溶解氧的减少,是由于地表水中的有机物在下渗途中,被生物降解而消耗,但又得不到补充。间接污染过程复杂,而且污染源因常被掩盖,要查明污染来源和途径较为困难。

3. 地下水污染物浓度高 地下水污染一般表现为总矿化度、总硬度、硝酸盐、亚硝酸盐、氯

化物和重金属含量在逐渐升高。

4. 地下水污染难治理 往往由于地下水污染不易被发现,但也有被发现,查明了污染原因,消除了污染来源,但地下水水质仍然不能得到恢复。这是由于地层中被截留的污染物还会源源不断的释放到地下水中。因此,地下水治理很难,一般得十几年,甚至几十年或更长的时间,才能见效。

三、水体的自净能力

(一) 水体恶化与自净关系

废水或污染物进入水体后,主要产生两个相关联的过程:一是水质恶化过程;二是水体净化过程。水体污染的发生和发展,亦即是水质恶化过程,要视这两个过程进行的强度而定。这两个过程进行的强度与污染物性质、污染源大小和接纳水体 3 方面及其相互作用有关。

废水注入河流的同时,其中各种污染成分也要经受水体的物理、化学和生物作用,使污染成分不断地受到稀释、扩散、分解或沉淀,其结果是使水中溶解性污染物浓度下降,最后又恢复到污染前的状况。

对于接纳废水的某一局部水域来说,其污染与自净过程与一条河流大致相似。废水进入水体后,污染与自净过程就同时开始。距排放口近的水域,污染过程是主要的,表现为水质恶化,形成严重污染区;而在相邻的下游水域,自净过程得到加强,污染过程强度有所减弱,表现为水质有所好转(相对严重污染水域而言),形成中度至轻度污染区域;在轻度污染区域之下水域,自净过程是主要的,表现为废水(或污染物)经水体物理、化学和生物作用,污染物质或被稀释或被分解或被吸附沉淀,水质被恢复到正常状态(图 6 - 5)。

(二) 水体的自净过程

水体自净的定义有广义与狭义两种:广义的定义指受污染的水体,经过水中物理、化学与生物作用,使污染物浓度降低,并恢复到污染前的水平;狭义的定义指水体中的微生物氧化分解有机物而使得水体得以净化的过程。

影响水体自净过程的因素很多,其中主要的因素是,接纳水体的地形、水文条件、微生物种类及数量、水温、复氧能力(风力、风向、水体紊动状况等),以及水体和污染物的组成与污染物浓度等。

图 6 - 5 某河污染与自净过程图

1. 水体自净过程的特征 废水或污染物一旦进入水体后,就开始了自净过程。该过程由弱到强,直到趋于恒定,使水质逐渐恢复到正常水平。全过程的特征是:

- 1) 进入水体中的污染物,在连续的自净过程中,总的趋势是浓度逐渐下降。
- 2) 大多数有毒污染物经各种物理、化学和生物作用,转变为低毒或无毒化合物。
- 3) 重金属一类污染物,从溶解状态被吸附或转变为不溶性化合物,沉淀后进入底泥。
- 4) 复杂的有机物,如碳水化合物,脂肪和蛋白质等,不论在溶解氧富裕或缺氧条件下,都能被微生物利用和分解。先降解为较简单的有机物,再进一步分解为二氧化碳和水。
- 5) 不稳定的污染物在自净过程中转变为稳定的化合物。如氨转变为亚硝酸盐,再氧化为硝酸盐。
- 6) 在自净过程的初期,水中溶解氧数量急剧下降,到达最低点后又缓慢上升,逐渐恢复到正常水平。

7) 进入水体的大量污染物,如果是有毒的,则生物不能栖息,如不逃避就要死亡,水中生物种类和个体数量就要随之大量减少。随着自净过程的进行,有毒物质浓度或数量下降,生物种类和个体数量也逐渐随之回升,最终趋于正常的生物分布。进入水体的大量污染物中,如果含有机物过高,那么微生物就可以利用丰富的有机物为食料而迅速的繁殖,溶解氧随之减少。随着自净过程的进行,使纤毛虫之类的原生动植物有条件取食于细菌,则细菌数量又随之减少;而纤毛虫又被轮虫、甲壳类吞食,使后者成为优势种群。有机物分解所生成的大量无机营养成分,如氮、磷等,使藻类生长旺盛,藻类旺盛又使鱼、贝类动物随之繁殖起来。水体自净过程中生物种群的变化见图 6 - 6。

图 6 - 6 水体自净过程中水质与生物相之变化

2. 水体自净机制 包括沉淀、稀释、混合等物理作用;氧化还原、分解化合、吸附凝聚等化学和物理化学作用;生物和生物化学作用等。各种作用相互影响,同时发生并行进行。一般地说,物理和生物化学作用在水体自净中占有很重要的位置。

1) 物理净化作用 当可溶物或悬浮的固体微粒进入自然水体后,在流动中得到混合扩散而稀释,继而是吸附、凝聚或生成不溶性物质而沉淀析出,使其浓度降低,这是水体的物理净化作用。

稀释与混合 稀释就是废(污)水中的高浓度污染物,由于清洁水的稀释作用,使其浓度降低。用稀释比表示废水的稀释效果或稀释程度。很明显,河流量越大,其稀释比也越大,废水能得到较为充分的稀释,稀释效果也就越好。

图 6 - 7 表示河流的稀释过程,废水自排放口连续不断地排出后,在随河水向下游流动的过程中不断地得到稀释。图 6 - 7 的最上端部分表示左岸废水浓度随流程的变化,在排放口的浓度最高,随着河水向下游流动,浓度逐渐降低。当向下游流动至某一定距离后,废水开始到达右

岸,再向下游流动某一定距离后,河流左、右岸边水域中废水浓度才达到均匀混合。污染物进入水体或进入划分具有一定体积的单元水体,完全混合均匀,对该水体可建立污染物输入和输出之间的函数关系:

图 6 - 7 河流的稀释状态

$$V \frac{dC}{dt} = Q(C_0 - C) - kCV \quad (6 - 1)$$

式中, V 为水体体积; C 为水体污染物浓度; t 为时间; Q 为水体流量; C_0 为输入该水体的污染物浓度; k 为污染物衰减系数。

如果污水排入河流,与河水完全均匀混合断面的浓度为:

$$C = \frac{C_0 Q + C_i q - k(C_0 Q + C_i q)}{Q + q} \quad (6 - 2)$$

式中, C 为完全均匀混合断面浓度; C_i 为污水中污染物浓度; q 为污水流量。

稀释与混合是不可分离的两个过程,稀释效果有相当一部分应归之于混合作用,由于混合作用得以稀释,由于稀释而促进混合。当然混合也可由风力、温度梯度等因素起作用。

达到完全均匀混合所需时间受许多因素影响,其中主要有:稀释比、河流水文条件及废水排放口的位置和排放方式。对于湖泊水库来说,影响混合的因素更多,如水流方向、风向、风力、水温等。在不同稀释比与流量条件下,废水与河水完全混合所需时间见表 6 - 6。

表 6 - 6 要求完全均匀混合的河流往下流动时间(小时)

Q/q	Q (米 ³ /秒)			
	5 以下	5—50	50—500	500 以上
1/1—5/1	0.6	0.8	1.0	1.5
5/1—25/1	4.5	5.5	6.7	8.0
25/1—125/1	12.0	13.5	17.0	22.0
125/1—600/1	28.0	33.0	39.0	55.0
600/1 以上	55.0	66.0	77.0	112.0

注: Q 表示河流流量; q 表示污水排出量。

沉淀 废水不仅含有各种大小不同的颗粒物质,而且还含有大量溶解物质。当水流流速大或发生紊动时,此时颗粒物呈悬浮状态。随着水流速度降低,水流挟带悬浮物质的能力也

随之减弱,较大颗粒物首先沉降,较细颗粒物也陆续下降进入底泥中。由于沉淀作用,水质得到某种程度的改善,因为在沉淀过程中,不仅悬浮颗粒状污染物进入底质中,而且这些颗粒物具有一定吸附能力,吸附了一定数量的可溶性污染物,使之随颗粒污染物一起沉入底泥中。

沉淀过程是污染物颗粒在重力作用下的沉降过程。单一颗粒的沉降速度与颗粒本身的大小、形状、密度以及液体的密度和粘度有关。假定悬浮颗粒是球形的,其沉降的运动方程为:

$$\frac{dw}{dt} = \frac{(s - l)g}{s} - \frac{3}{4} p \frac{w^2}{D_p} \quad (6-3)$$

式中, w 为颗粒物的沉降速度; t 为沉降时间; s 为颗粒的密度; l 为液体的密度; g 为重力加速度; D_p 为粒径; p 为液体的阻力系数。

当 $\frac{dw}{dt} = 0$ 时,其沉降速度为:

$$w = \frac{4gD_p(s - l)}{3lp} \quad (6-4)$$

颗粒状污染物进入底泥后,水体因而澄清,水质也得到改善。沉入底质的污染物也许从此埋在底质中,但也有可能因水流流速加快和发生紊动而被冲起,再次悬浮水中;还有可能被底栖动物摄取,进入食物链;颗粒状的有机碎屑更有可能被底泥中的微生物分解而成为黑色的粘泥状物质。

吸附与凝聚 吸附作用是指水中的污染物被固体吸附,并随固相一起迁移或沉淀。吸附作用是天然水体中普遍存在现象,由于它的存在,水与悬浮物之间发生物质交换。吸附有多种形式,最重要而又普遍的有下述3种类型:

第一种类型是物理吸附,是一种纯粹的物理过程,所以又称为非极性吸附。胶体的吸附能力与它的比表面积和表面能有关。半径为 r 的颗粒表面能的大小,决定于它的比表面积的大小及其表面张力系数。比表面积用下式表示:

$$\text{比表面积} = \frac{\text{表面积}}{\text{单位重量}} = \frac{4r^2}{\frac{4}{3}r^3 \times 2.65} = 1.131 \frac{1}{r} \text{ (平方厘米/克)} \quad (6-5)$$

从上式可见,半径 r 越小,比表面积就越大。表面能在固、液、胶体系中,等于表面积乘以界面溶液的表面张力系数。自由表面能有力求达到最小值而保持最大稳定性的趋势。其途径有二:一是缩小表面积;二是降低界面溶液的表面张力系数。凡能降低表面张力的物质就向胶粒表面接近叫正吸附或吸附;凡使表面张力增大的物质就离开颗粒表面而到水中去,这叫负吸附或解吸作用。

第二种类型是交换吸附。因为胶体颗粒带有电荷,对水中异电荷离子产生静电引力而形成的一种吸附,又称为极性吸附或物理化学吸附。被吸附的离子向表面带电荷的胶体微粒靠拢,并在其表面浓集。在浓集过程中,被吸附的离子必定置换原先固定在带电荷胶体微粒上的其它离子,因而又称为交换离子。因水中大部分胶体微粒(粘土矿物、有机胶体、氢氧化硅等)都是带负电荷的胶体,易吸附水中的阳离子。每吸附一部分阳离子,必须交换放出等摩尔的其它阳离子。胶体微粒吸收离子总量称为吸收容量。从自净过程来看,胶体的吸附作用使许多污染物,特别是各种重金属离子由水中转入底泥,是自净过程的重要方式。不少重金属离子并不完

全以溶液状态存在,而是相当一部分被吸附在悬浮物上。

第三种类型是化学吸附。主要是在吸附质与微粒表面之间发生化学反应。因此,被吸附的分子不能在微粒表面自由运动。化学吸附的吸附能高,因其吸附质与吸附剂的活性中心形成了牢固的局部化学键。实际上,几种吸附作用在水体中常常是同时发生的,它们使污染物在界面上浓集。由于水体理化条件的变化,胶体遭到破坏或不稳定,胶体颗粒必然会凝结并生成较大的颗粒,然后在重力作用下沉淀为絮凝物。

2) 化学净化作用 在水体中,污染物还可以由于分解、化合、氧化、还原、酸碱反应等使浓度降低或毒性丧失的现象,称为化学净化作用。

分解与化合 酚、氰是废水中常见的污染物,除因挥发进入大气外,还易在水中发生分解与化合反应。酚在 pH 值较高时,与钠生成苯酚钠;氰化物在酸性条件下,易分解而释放氢氰酸,经挥发而进入大气中。重金属离子可与阳离子或阴离子团发生化合反应,生成难溶性重金属盐类而沉淀。

氧化与还原 天然水中溶解了众多元素和物质,其中有多种变价元素、氧化剂和还原剂、有机物和无机物。当他们共处于同一水体中时,由于彼此之间存在着电位差,便发生氧化还原反应。天然水是一个复杂的混合氧化还原系统,在这个系统中还可分为有机和无机两大系统:无机的氧化还原系统是水中可溶性和难溶性矿物成分(元素)之间发生氧化还原反应。当水中溶解氧丰富时,氧化还原值高,具有很高的氧化能力,使二价铁、锰分别氧化为三价铁和四价锰成为难溶化合物而沉淀,不利于他们的迁移。而钒、铬和硫等分别氧化成五价钒、六价铬和六价硫等易于迁移的可溶性盐类。当水中溶解氧较低或缺氧时,氧化还原值也低,此时,铁、锰被还原为易于迁移的形态,而使钒、铜等还原($V^{5+} \rightarrow V^{3+}$, $Cu^{2+} \rightarrow Cu^{+}$),形成不溶性化合物不利于迁移,或形成难溶性金属硫化物而沉淀,阻止这些元素的迁移。有机氧化还原系统主要指元素在生物参与下所发生有机物质形成与分解过程的氧化-还原循环。

氧化还原作用可以改变某些元素的毒性。例如: Cr^{3+} 存在于还原环境,而 Cr^{6+} 存在于氧化环境,只有水中的氧化还原电位值改变, Cr^{6+} 和 Cr^{3+} 可互相转变,而 Cr^{6+} 的毒性比 Cr^{3+} 大 100 多倍。

氧化还原作用又可以改变水环境化学因素,促进或阻止某些化学反应。例如:在厌氧条件下,即还原条件下,汞的甲基化反应受阻,此时即使有汞离子存在,将生成不溶性硫化汞沉淀,而极难生成甲基汞。

酸碱反应 天然水体的 pH 值一般维持在 6.5 ~8.5 之间,但在受酸或碱的污染时, pH 值有可能低于 6.5 或高于 8.5。污染物在水中的自净过程,无论是物理、化学或生物的,均受 pH 值的影响。水体 pH 值过高或过低,就会破坏胶体的稳定,从而使胶体的吸附性能大受损害。在水体自净过程中起主要作用的生物或生化作用,更受 pH 值的制约,因为一切微生物都只能在一定 pH 值环境中生存,过酸或过碱对生物、生化过程都是不利的。因此,水中酸、碱条件的变化,在很大程度上决定着水中污染物的迁移或净化。

3) 生物净化过程 水体中的污染物经各类生物的生理生化作用,或被分解,或被转变为无毒或低毒物质的过程,称为生物净化过程。

生物分解作用 水中微型生物参与水中各种各样的生物化学作用,其中最具有代表性的是有机物的生物化学分解,即常说的生化需氧量(BOD)变化。悬浮和溶解性的有机物,在溶

解氧充足时,被好气性微生物氧化分解为简单的、稳定的无机物,如二氧化碳、水、氨和磷酸盐等,并把氨转化为硝酸盐,使水体净化。在这一过程中,要消耗一定量的溶解氧,用 BOD 以表示在这一过程中消耗的氧量,氧消耗的愈多,说明水中有机物愈多,因而 BOD 可以表示水中有机物的多寡。图 6 - 8 表示河流 BOD 的衰减与氧的消耗。进入河流中的废水,在河道断面上迅速地达到完全混合后的 BOD(假定分别为 6、10、20 ppm),随着河水向下游动,BOD 值随之发生衰减。图中 3 条曲线表示 BOD 逐日衰减状况。

图 6 - 8 河流的 BOD 衰减与氧消耗状况

水中溶解氧主要来自水体的复氧和水生植物光合作用放出的氧。在有机物进行生物净化的过程中,复氧和耗氧同时进行,因此,水中溶解氧的变化反映了水中有机物净化过程,因而,也可把溶解氧作为水体自净的一个指标。在水体有机物污染过程中,溶解氧的变化可用氧垂曲线表示,如图 6 - 9 所示。图中,A 为有机物分解的耗氧曲线;B 为水体复氧曲线;C 为氧垂曲线。氧垂曲线的最低点 C_p 为最大缺氧点。若 C_p 点的溶解氧数量大于有关规定,说明从溶解氧角度看,污水的排放未超过河段的自净能力。若排入有机污染物过多,超过河流的自净能力,则 C_p 点

图 6 - 9 氧垂曲线图

低于规定的最低溶解氧含量,甚至在排放点下游的某一河段会出现无氧状态,此时氧垂曲线中间,耗氧的规律遭破坏。水体在无氧的情况下,有机物因嫌气微生物的作用进行厌气分解,产生硫化氢,甲烷等,水质变坏,腐烂变臭。

关于河流中水体自净过程,各国学者进行了大量的研究工作,并给出许多数理模式,其中比较著名的是斯特里特 - 菲尔普斯模式(S - P 模式)。当忽略离散作用,则 S - P 模型为:

$$\begin{aligned}
 L &= L_0 \exp(-k_1 x/u) \\
 C &= C_s - (C_s - C_0) \exp(-k_2 x/u) \\
 &+ \frac{k_1 L_0}{k_1 - k_2} \{ \exp(-k_1 x/u) - \exp(-k_2 x/u) \} \\
 D &= D_0 \exp(-k_2 x/u) - \frac{k_1 L_0}{k_1 - k_2} \{ \exp(-k_1 x/u) \\
 &- \exp(-k_2 x/u) \}
 \end{aligned} \tag{6 - 6}$$

式中, L 为 x 处河水 BOD 的浓度; L_0 为初始断面河水 BOD 的浓度; C 为 x 处河水溶解氧浓度; C_0 为初始断面河水溶解氧浓度; D 为 x 处河水溶解氧的氧亏浓度; D_0 为初始断面河水溶解氧的氧亏浓度; C_s 为河水某温度的饱和溶解氧; x 为顺河水流动方向的纵向距离; u 为河水平均流速, k_1 为耗氧系数; k_2 为复氧系数。

S - P 模型是描述污染物进入河流水体之后, 耗氧过程和大气复氧过程这两者平衡状态的模型。溶解氧浓度有最低值, 称为极限溶解氧 C_c 。出现 C_c 的距离称为极限距离 x_c , 根据这一点, 溶解氧变化率为零。用 S - P 方程, 即得溶解氧沿河变化图。

极限距离(x_c) 方程为:

$$x_c = \frac{u}{k_2 - k_1} \ln \frac{k_2}{k_1} \left[1 - \frac{(C_s - C_0)(k_2 - k_1)}{L_0 L_1} \right] \quad (6-7)$$

极限溶解氧(C_c) 和极限氧亏(D_c) 方程为:

$$C_c = C_s - \frac{k_1 L_0}{k_2} \exp \left[-\frac{k_1 x_c}{u} \right]$$

$$D_c = \frac{k_1 L_0}{k_2} \exp \left[-\frac{k_1 x_c}{u} \right] \quad (6-8)$$

有机的自净过程, 一般分为 3 个阶段:

第一阶段是易被氧化的有机物所进行的化学氧化分解。本阶段在污染物进入水体以后数小时之内即可完成。

第二阶段是有机物在水中微生物作用下的生物化学氧化分解。本阶段持续时间的长短随水温、有机物浓度、微生物种类与数量等而不同。一般要延续数天, 但被生物化学氧化的物质一般在 5 天内可全部完成。因而 BOD_5 这项指标用以表示能被生物化学氧化的有机物的质量。

第三阶段是含氮有机物的硝化过程。这个过程最慢, 一般要延续一个月左右。

生物转化作用 水中某些有毒污染物在生物作用下, 可转变为无毒或低毒的化合物。这方面的例子很多, 如水中的极毛杆菌、类极毛杆菌等, 不仅有很高的耐汞能力, 而且能将二价汞(Hg^{2+}) 还原成元素汞(Hg^0), 元素汞易挥发, 促进水中汞的净化; 又如氨对水生生物有毒害作用, 但在水中硝化细菌作用下, 能被氧化为无毒的亚硝酸盐和硝酸盐。

生物富集作用 许多水生生物能从水中吸收污染物, 贮藏于体内, 使水中污染物浓度降低, 从而使水体得以净化。利用水生高等植物净化废水是有发展前途的一项措施。需要妥善解决的问题是如何收获这些植物, 以及如何回收进入植物体的重金属, 以免使重金属在这些植物残体腐烂中重返水体, 造成水体二次污染。生物对水中污染物的富集效能常用富集系数表示:

$$\text{富集系数} = \frac{\text{生物体中污染物浓度}}{\text{水中污染物浓度}}$$

表 6 - 7 中列举了若干水生生物对几种重金属的平均富集系数。

总之, 水体具有自净能力, 这是各种水体在自然环境条件下自我保护的一种特殊功能。水体自净是水文学重要研究课题之一, 应同人类活动对水体产生污染的研究紧密结合。通过对不同水体自净能力与规律研究, 充分利用水体自净能力控制水体污染就有了可能性。

表 6-7 水生生物对重金属的平均富集系数

污 染 物	淡 水 生 物			海 水 生 物		
	藻 类	无 脊 椎 动 物	鱼 类	藻 类	无 脊 椎 动 物	鱼 类
Cr	4×10^3	2×10^3	2×10^2	2×10^3	2×10^3	4×10^2
Co	10^3	1.5×10^3	5×10^2	10^3	10^3	5×10^2
Ni	10^3	10^2	4×10^2	2.5×10^2	2.5×10^2	10^2
Cu	10^3	10^3	2×10^2	10^3	1.7×10^3	6.7×10^2
Zn	4×10^3	4×10^4	10^3	10^3	10^5	2×10^3
Cd	10^3	4×10^4	3×10^3	10^3	2.5×10^5	3×10^3
As	3.3×10^2	2.3×10^2				
Hg	10^3	10^5	10^3	10^3	10^5	1.7×10^3

四、水环境容量

(一) 水环境容量的概念和类型

近年来随着社会经济发展和科技进步,水环境容量问题日益引起人们的注意。在理论上,水环境容量是环境中的自然规律参数,它反映水中各种物质在水体中的迁移、转化积存规律,也反映满足特定功能或要求条件下水体对污染物的承受能力;在实践上,水环境容量是污染物总量控制的关键参数,是水资源利用规划的主要约束条件,也是水体在一定区域范围内环境目标管理的基本依据。

1. 水环境容量的概念 水环境容量是一定水体在规定水质目标下所能容纳污染物的量。水环境容量大小与水体特征、污染物特性及水质目标有关。

1) 水体特征与水环境容量 水体特征包含一系列自然参数如:水系与流域参数(形状、大小)、水情参数(流速、流量、水温、水化学、泥沙)、水体的自净参数(物理、化学及生物自净)等。显然,这些自然参数决定着水体对污染物的扩散稀释能力和自净能力,从而决定水环境容量的大小。水环境容量是自然规律参数的函数。

2) 污染物特性和水环境容量 水体对污染物的自净能力,反映出污染物特性是内因,水体自然条件是外因。因不同污染物对水生生物的毒性作用及人体健康的影响的程度不同,允许存在于水体中的污染物的量也不同。因此,针对不同污染物有不同的水环境容量。

3) 水质目标与水环境容量 水体对污染物的纳污能力,是相对于水体满足一定的用途和功能而言的。水的用途不同,允许存在于水体的污染物的量也不同。我国地面水水质标准按用途分为5类,即源头水、水源地一级保护区及珍贵水产资源保护区、水源地二级保护区及一般鱼类保护区、一般工业用水及娱乐用水区、农业用水及一般景观水域等。每类水体允许的标准影响水环境容量的大小。另外,根据我国国情,各地自然条件和技术经济条件差异很大,因此,允许地方从实际出发,建立自己实际可行的水质目标,从而决定了水环境容量的地域差异性。水质标准的建立与水质目标的确定均带有鲜明的社会性。因此,水环境容量又是社会效益参数的函数。

2. 水环境容量类型 根据不同应用机制,水环境容量分类如下:

1) 理想环境容量(绝对环境容量) 是指以水域的环境标准减去污染物原始本底值或以水域的背景值推算其纳污能力,用以反映未受人类活动影响水域的自然纳污能力,它是一个理想

值。或者用以表示最清洁状态下, 水域对污染物的容纳能力, 这种水环境容量是水域环境容量的最大值, 也叫自然水环境容量。其概念模型为:

$$E = \int V k_a (C_h - C) dV \quad (6-9)$$

式中, E 为水环境容量; C_h 为污染在水体中的基准值; C 为污染物在水体中的浓度; V 为水的体积; k_a 为表征水体对污染物稀释和自净能力的自然规律参数。

自然环境容量反映水体和污染物的客观性质, 即反映水体和污染物的客观性质, 即反映水体以不造成对水生生态和人体健康不良影响为前提的污染物容纳能力, 它与人们的意志无关, 不受人为社会因素影响, 反映着水环境容量的客观性。

2) 面源污染现状水环境容量 是根据水域的现状, 估计其达到水环境标准时, 所能容纳的污染的最大数量。它可以表示面源污染的最大水环境容量。

3) 点源污染现状水环境容量 是根据污染源分布的现状, 而实际上还能利用的最大水环境容量。可按污染源分布特征, 通过现状模拟来计算水环境容量值。

4) 可优化利用的水环境容量 即通过水质规划, 优化决策, 对整个水域的点污染源进行合理安排, 所能利用的水环境容量。在优化决策计算中, 由于增加了费用函数, 增加了经济技术约束, 考虑了社会条件的约束, 因而更符合实际, 更具有应用意义。

以污染物在水体中的标准值为水质目标, 则水体的允许纳污量称为管理水环境容量, 其概念模型为:

$$\begin{aligned} E &= \int V k_a (C_e - C) dV \\ &= \int V k_a (k_b C_h - C) dV \end{aligned} \quad (6-10)$$

式中, k_b 为表征以技术经济指标为约束条件的社会效益。参数, 一般, $k_b < 1$; C_e 为污染物在水体中的标准值。

管理水环境容量反映以满足人为规定的水质标准为约束条件, 它不仅与自然属性有关, 而且与技术上能达到的治理水平及经济上能承受的支付能力有关。管理水环境容量是水环境的自然规律参数与社会效益参数的多变量函数。

一般情况下, 水环境容量的排列顺序是: 理想水环境容量 > 面源污染现状水环境容量 > 可优化利用的水环境容量 > 环境污染现状可利用的水环境容量。这种类型的划分是比较全面的。当一条尚未被污染的河流或处于上游的清洁河段, 理想的水环境容量只能给人们一个粗略的概念, 即自背景值到环境标准之间差距的数值。但对河流的自净能力是反映不出来的。因河流的流量、流速、水温、糙度、生物等特征不同, 河流的容量大小则各异, 这些都是影响自净能力的重要因素。河流的自净作用是一个相当复杂的过程, 对不同的污染物具有不同的自净作用, 也就有不同的容量。即使对同一条河流, 实际上也不存在一种“通用的”或“固定的”环境容量。因此, 研究水环境容量应该首先明确水体容纳哪一种污染物, 要有针对性地去研究某一种(或某一类)污染物的水环境容量。欲求得某一具体水域的水环境容量, 必须给出 2 个约束条件: 即水环境标准(为某种水体用途而制定的); 污染水质的控制范围和水体功能的划分。

(二) 水环境容量资源的确定与应用

目前对水环境容量资源的推算方法, 大多用零维、一维、二维水质模型进行计算, 而且可以

得到相当的精度。各类水质模型其维数的提法,自然源于上述模型的条件中,通常水质模型的维数指的是空间维数,即 x 、 y 、 z 的空间方向。零维指的是空间完全均匀混合水体,只考虑物质的时间轴上的变化。一维情况,对于河流、河口类水体,常指的河流纵向,即 x 方向上的浓度变化;对湖泊、水库指的是 z 方向,即垂直方向上的浓度变化。三维通常指的是 x 和 y 方向。对于不同维数的模型,总存有稳态和不稳态(考虑时间轴上的变化)的两种类型。

1. 确定问题 推算水环境容量资源,要考虑其研究目的、研究水体对象及实际需要。首先要确定如下内容:

- 1) 水域的功能类型 现状使用功能、规划功能。
- 2) 污染的类型 主要污染因子、污染空间特性、季节特性、水文、水力因素等。
- 3) 实际应用的需求 流域范围内区域布局特征,未来经济开发区的布局特性,以及管理对模型的要求。

2. 模型的选择 选择模型可参照以下 4 条原则进行:

- 1) 针对应用目的和水环境容量资源分配的需要,选择模型的维数;
- 2) 对模型结构选择,力求简便实用,物理概念明确,并根据实际情况正确取舍模型的参数。
- 3) 选择模型时应兼顾有效资料的种类和数量;
- 4) 了解模型的适用性和优缺点,正确使用数学模型,搞好参数估计和模型的验证。

3. 水环境容量模型与应用 计算水环境容量的模型较多,本节主要介绍成熟的零维模型。零维模型常见以下 3 种类型:

1) 定常条件下河流稀释混合模型 污染物进入河流水体后,当上游来水量不等于零时,在污染物完全均匀混合断面上,污染物指标无论是溶解态的、颗粒态的、还是总浓度,其值均可按节点平衡原理来推求。节点意指水域内任一断面或任一区域中水和物质集散的地方。节点平衡意指流入该断面或区域的水量和物质量总和,与流出该断面或区域的水量和物质量总和相等。

点源的稀释混合方程 对于点源,河水与污水的稀释混合方程为:

$$C = \frac{C_P \cdot Q_P + C_E \cdot Q_E}{Q_P + Q_E} \quad (6-11)$$

式中, C 为完全混合后的水质浓度(毫克/升); C_P 为上游来水水质浓度(毫克/升), C_E 为污水水质排放浓度(毫克/升); Q_P 为上游来水量(米³/秒); Q_E 为污水排放量(米³/秒)。

由于污染源作用可线性叠加。多个污染源排放对控制点或控制断面的影响,等于各污染源单个影响作用之和,符合线性叠加关系。

对于可概化为完全均匀混合类的排污情况,排污口与控制断面之间水域的环境容量可按下列公式计算。

单点源排放方程为:

$$E = C_e \cdot (Q_P + Q_E) - Q_P \cdot C_P \quad (6-12)$$

式中, E 为水环境容量(克/秒); C_e 为控制断面水质标准(毫克/升); 余同上。

多点源排放方程为:

$$E = C_e \cdot Q_P + \sum_{i=1}^n Q_{Ei} - Q_P \cdot C_P \quad (6-13)$$

式中, Q_{Ei} 为第 i 个排污口污水排放量(米³/秒); n 为排污口个数; 余同上。

非点源稀释混合方程 对于沿程有非点源(面源)流入时, 可按下式计算河段污染物的浓度:

$$C = \frac{C_P \cdot Q_P + C_E + Q_E}{Q} + \frac{W_S}{86.4Q} \quad (6-14)$$

式中, W_S 为沿程河段内非点源汇入污染物总负荷量(公斤/天); Q 为沿程河段下游流量(米³/秒); 余同上。

上游有点源排放, 沿程有面源汇入, 其环境容量按下式计算:

$$E = C_e \cdot (Q_P + Q_E + Q_S) - Q_P \cdot C_P \quad (6-15)$$

式中, Q_S 为控制断面以上沿程河段内面源汇入的总流量(米³/秒)。

2) 概率分布设计条件下的河流稀释混合模型 概率稀释模型把定常稀释模型中的输入变量 Q_P 、 C_P 、 Q_E 、 C_E 设定为独立的随机变量, 并服从对数正态分布。估算污水、河水混合浓度的概率分布, 其基本表达式:

$$P_r\{C_0 > S\} = P \frac{C_P \cdot Q_P + C_E \cdot Q_E}{Q_P + Q_E} > S \quad (6-16)$$

式中, C_0 为河水浓度(毫克/升); P_r 为某一概率值; S 为控制断面水质标准(毫克/升); 余同上。

概率稀释模型求解方法有两种: 一为矩量近似法; 二为求积分法。

3) 湖泊(水库)的盒式模型 当入湖(库)污水量等于出湖(库)污水量时, 非稳态情况下环境容量按下式计算:

$$E = \frac{C_e - C_0 \exp \frac{Q_i + k \cdot V}{V} t \cdot (Q_i + kV)}{1 - \exp \frac{Q_i + kV}{V}} \quad (6-17)$$

式中, Q_i 为入湖(库)流量(米³/秒); t 为废水入湖(库)时间(秒); k 为衰减反应速率常数(日); V 为湖泊(水库)容积(米³); C_0 为未排污染之前, 湖(库)中污染物浓度(毫克/升)。

当入湖(库)与出湖(库)水量不等时, 非稳态情况下水环境容量按下式计算:

$$E = \frac{C_e - C_0 \exp - k + \frac{Q_i}{V} t \cdot (Q_i + kV)}{1 - \exp - k + \frac{Q_i}{V} t} \quad (6-18)$$

式中符号含义同前。

我国从保护水环境, 保护和合理利用资源, 加强水环境管理角度出发, 将水环境容量资源要进行有偿使用, 这充分体现了水域范围内, 各控制区域合理的负荷分担率和布局。水环境容量资源的合理利用, 从水质角度出发, 也充分反映了进一步加强和深化水资源的量与质的关系。

复习思考题

1. 人类活动的水文效应有哪些基本特性?
2. 水利工程对水文要素有哪些影响?
3. 试述森林的水文效应。

4. 城市化给水文过程带来哪些影响？
5. 试述人类活动水文效应的研究方法。
6. 人类活动对水资源的水质方面有何影响？
7. 何谓水体污染？污染物质的主要来源是什么？
8. 按污染物质属性划分水体污染可分几类？其主要特点如何？
9. 海洋、河流、湖泊、地下水污染的主要特点如何？
10. 何谓水体自净？水体污染与自净有何关系？
11. 水体自净过程有何特征？试分析水体自净机制。
12. 试述水体物理净化作用、化学净化作用和生物净化作用是怎样进行的？
13. 何谓水环境容量？其类型如何划分？有何特征？
14. 水环境容量如何分析计算？

主要参考文献

1. 邓绶林主编:《普通水文学》,高等教育出版社,1985。
2. 天津师范大学地理系等合编,《水文学与水资源概论》,华中师范大学出版社,1986。
3. 丁兰璋、赵秉栋:《水文学与水资源基础》,河南大学出版社,1987。
4. 沈灿燊编著:《水资源导论》,高等教育出版社,1990。
5. 南京大学、中山大学:《普通水文学》,人民教育出版社,1978。
6. 胡方荣、侯宇光合编:《水文学原理》(一),水利电力出版社,1991。
7. 于维忠主编:《水文学原理》(二),水利电力出版社,1988。
8. 顾慰祖等:《水文学基础》,水利电力出版社,1984。
9. R. 赫尔曼:《水文学导论》,高等教育出版社,1985。
10. R. K. 林斯雷等著:《工程水文学》,水利电力出版社,1981。
11. 吴明远、詹道江、叶守则:《工程水文学》,水利电力出版社,1988。
12. 施成熙等:《农业水文学》,农业出版社,1984。
13. 中野秀章:《森林水文学》,中国林业出版社,1983。
14. M. J. 霍尔:《城市水文学》,河海大学出版社,1989。
15. K. R. 琼斯等:《干旱地区水文学》,中国农业科技出版社,1988。
16. 丁晶、邓育仁:《随机水文学》,成都科技大学出版社,1988。
17. 张书农、华国祥主编:《河流动力学》,水利电力出版社,1988。
18. 熊怡等:《中国的河流》,人民教育出版社,1989。
19. 刘昌明、任鸿遵主编:《水量转换》,科学出版社,1988。
20. 水利电力部水文局:《中国水资源评价》,水利电力出版社,1987。
21. 水利电力部水利水电规划设计院:《中国水资源利用》,水利电力出版社,1989。
22. 中国科学院《中国自然地理》编委会:《中国自然地理》(地表水)、(地下水),科学出版社,1981。
23. 方子云主编:《水资源保护工作手册》,河海大学出版社。
24. 中国科学院兰州冰川冻土研究所:《中国冰川概论》,科学出版社,1988。
25. 李吉均等:《西藏冰川》,科学出版社,1986。
26. 崔广柏:《湖泊水库水文学》,河海大学出版社,1990。
27. 王洪道等:《中国湖泊水资源》,农业出版社,1987。
28. S. 庞德. G. L. 皮卡德著:《动力海洋学导论》,海洋出版社,1990。
29. (日)友田好文、高野健三著:《海洋》,海洋出版社,1990。
30. . . . 著:《世界大洋自然地理》,高等教育出版社,1990。
31. 刘改有:《海洋地理》,北京师范大学出版社,1989。
32. 沈照理等:《水文地质学》,科学出版社,1985。
33. 王大纯:《水文地质学》,地质出版社,1980。
34. 湖北省电力学校:《水文地质学》,水利电力出版社,1983。
35. 《中国大百科全书》《大气科学·海洋科学·水文科学》,中国大百科全书出版社,1987。
36. 《中国大百科全书·环境科学》,中国大百科全书出版社,1983。

37. 张家诚主编:《地学基本数据手册》,海洋出版社,1986。
38. 中国水利学会泥沙专业委员会主编:《泥沙手册》,中国环境科学出版社,1989。
39. 水利电力部南京水文水资源研究所:《水文水资源论文选》(1978—1985),水利电力出版社,1987。
40. Raudkiui A. J.: *Hydrology*, Pergamon Press, 1979。
41. Donald M. Gray: *Handbook on The Principles of Hydrology*, I H D, 1970。
42. Kirkly M. J.: *Hillslops Hydrology*, John Wiley & Sons, 1978。